

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4972-I Monte Tetris



Vista del faldeo occidental de la sierra de las Vacas.

Provincia de Santa Cruz

Leonardo Escosteguy, Mariela Etcheverría, Silvana Geuna, Mario Franchi, Carlos Wilson y Diego Azcurra

Jefe de Proyecto: Leonardo Escosteguy
Supervisión: José Luis Panza



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**



SegemAR
Servicio Geológico Minero Argentino

Boletín N° 429
Buenos Aires - 2017

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 4972-I

Monte Tetris

Provincia de Santa Cruz

Leonardo Escosteguy, Mariela Etcheverría, Silvana Geuna, Mario Franchi,
Carlos Wilson y Diego Azcurra

Jefe de Proyecto: Leonardo Escosteguy
Supervisión: José Luis Panza

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín N° 429
Buenos Aires - 2017

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Geól. Julio Ríos Gómez
Secretario Ejecutivo: Lic. Carlos G. Cuburu

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Eduardo O. Zappettini

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

ESCOSTEGUY, L., M. ETCHEVERRÍA, S. GEUNA, M. FRANCHI, C. WILSON y D. AZCURRA, 2017. Hoja Geológica 4972-I, Monte Tetris. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 429, 87pp., Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES - SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina
Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100
www.segemar.gov.ar

BUENOS AIRES - 2017

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	2
Ubicación de la hoja y área que abarca	2
Naturaleza del trabajo	2
Investigaciones anteriores	2
2. ESTRATIGRAFÍA	3
Relaciones generales	3
2.1. PALEOZOICO	4
2.1.1. DEVÓNICO - CARBONÍFERO	4
El Basamento metamórfico y sedimentario de la Cordillera Patagónica Austral	4
Formación Bahía de la Lancha (1a)	4
Formación Río Lácteo (1b)	4
2.2. MESOZOICO	11
2.2.1. JURÁSICO - CRETÁCICO	11
2.2.1.1. Jurásico inferior-Jurásico medio	11
Formación El Bello (2)	11
2.2.1.2. Jurásico medio-Cretácico inferior	15
Complejo El Quemado (3a, 3b)	15
2.2.1.3. Cretácico inferior	22
Formación Springhill (4)	22
Formación Río Mayer (5)	26
Formación Río Belgrano (6)	29
2.2.1.4. Cretácico inferior- Cretácico superior	34
Formación Río Tarde (7)	34
Formación Kachaike (8)	36
2.2.1.5. Cretácico superior	39
Formación Cardiel (9)	39
2.3. MESOZOICO - CENOZOICO	40
2.3.1. Cretácico superior-Paleógeno	40
Basalto de la Sierra Lobuna (10)	40
2.4. CENOZOICO	41
2.4.1. PALEÓGENO	41
2.4.1.1. Paleoceno	41
Traquita del Cerro Rosado (11)	41
2.4.1.2. Paleoceno - Oligoceno	42

Formación Río Lista (12)	42
Essexita Río Carbón (13)	44
Basalto Posadas (14a, 14b)	48
2.4.2. PALEÓGENO - NEÓGENO	51
2.4.2.1. Oligoceno- Mioceno	51
Formación Centinela (15)	51
2.4.3. NEÓGENO	53
2.4.3.1. Mioceno inferior-medio	53
Formación Santa Cruz (16)	53
Adakita Puesto Nuevo (17)	56
2.4.4. CUATERNARIO	58
2.4.4.1. Pleistoceno-Holoceno	58
Depósitos pedemontanos antiguos (18)	58
Depósitos glaciarios (19)	58
2.4.4.2. Holoceno	60
Depósitos glaciocuviales (20)	60
Depósitos de remoción en masa (21)	60
Depósitos aluviales antiguos (22)	61
Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (23)	61
Depósitos aluviales modernos (24)	62
3. ESTRUCTURA	63
Estructura del Paleozoico	63
Estructura y tectónica compresiva andinas	64
4. GEOMORFOLOGÍA	66
Geoformas derivadas de procesos exógenos	66
Geoformas derivadas de procesos endógenos	71
5. HISTORIA GEOLÓGICA	71
6. RECURSOS MINERALES	73
6.1. Depósitos de minerales industriales	73
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	74
BIBLIOGRAFÍA	76

RESUMEN

La Hoja Geológica 4972-I Monte Tetris abarca un sector cordillerano de la provincia de Santa Cruz. Ocupa un área de aproximadamente 5.000 km² y está delimitada por los paralelos 48° y 49° de latitud sur, el meridiano 72° de longitud oeste y el límite con Chile. Abarca parte de la Cordillera Patagónica Austral y el extremo occidental de la Cuenca Austral. Un área de 75.000 m² está cubierta por un campo de hielo con conspicuos glaciares alpinos.

Las rocas más antiguas aflorantes en la comarca, asignadas al Devónico- Carbonífero, están constituidas por las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha, formadas por metasedimentitas depositadas en un ambiente de margen pasivo. El grado metamórfico es variable desde anchimetamorfismo hasta bajo grado. Sobre estas unidades se asientan sedimentitas del Jurásico inferior de la Formación El Bello y volcánitas del Jurásico- Cretácico inferior del Complejo El Quemado, y espesas sucesiones sedimentarias marinas y continentales del Cretácico, pertenecientes al relleno clástico de la Cuenca Austral, reunidas en las formaciones Springhill, Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde, Kachaike y Cardiel.

Durante el Cretácico superior-Paleógeno se derramaron las coladas lávicas del Basalto Sierra Lobuna, de composición alcalina, de reducida extensión areal y asociadas a la Traquita del Cerro Rosado, de edad paleocena.

El ciclo Andico en la región comienza en el Eoceno, con las intrusiones de las rocas alcalinas de la Essexita Río Carbón y las efusiones basálticas del Basalto Posadas. Con este último evento, se depositaron las sedimentitas de la Formación Río Lista, en un ambiente fluvial de baja energía, con planicie de inundación y áreas pantanosas.

Durante el Oligoceno superior la transgresión marina patagónica llegó hasta las primeras estribaciones de la Cordillera Patagónica. En el Mioceno inferior se produjo un fuerte ascenso de la cordillera y el retiro del mar y se inició la depositación de las sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz, en un ambiente fluvial distal con aporte de material piroclástico, indicativo de volcanismo contemporáneo en la región. Asimismo, se emplazó la Adakita Puesto Nuevo, como resultado de la colisión de un segmento de una dorsal oceánica.

La morfoestructura de la comarca es el resultado de dos fases de deformación, que en el Cenozoico estructuraron una faja plegada y corrida, asociadas con la geometría de fallas normales mesozoicas. Estas fases corresponden al Eoceno (Fase Incaica) y al Mioceno tardío-Plioceno temprano (Fase Quéchuica).

El paisaje actual cordillerano fue labrado esencialmente por una inmensa glaciación, durante el Pleistoceno y Holoceno, cuyos depósitos y geoformas, posteriormente, fueron modificados en parte por la acción fluvial y los fenómenos de remoción en masa.

Los recursos minerales se circunscriben a esporádicas manifestaciones de depósitos carbonosos en la Formación Río Lista, carentes de significado económico.

ABSTRACT

The Geological Sheet 4972-I Monte Tetris covers a mountainous sector of the province of Santa Cruz. It occupies an area of approximately 5,000 km² and is bounded by the parallels of latitude 48° and 49° south, the meridian of longitude 72° west and the Chile border. It spans part of the Southern Patagonian Andes and the western end of the Austral Basin. An area of 75,000 m² is covered by an ice field with conspicuous alpine glaciers.

The oldest rocks outcropping in the region, assigned to the Devonian-Carboniferous, are the Río Lácteo and Bahía de la Lancha Formations, formed by metasedimentary rocks deposited in a passive margin setting. The metamorphic degree varies from anchimetamorphism to low-grade metamorphism. Sedimentary rocks of the lower Jurassic El Bello Formation and volcanics of the Jurassic - Lower Cretaceous El Quemado Complex lie over them, followed by thick marine and continental sedimentary Cretaceous successions, representing the clastic infill of the Austral Basin, and gathered in Springhill, Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde, Kachaike and Cardiel Formations.

During the Upper Cretaceous-Paleogene, the alkaline lava flows of the Sierra Lobuna Basalt were spilled over a restricted area, in association with the Paleocene Cerro Rosado Trachyte.

The Andean cycle in the region begins in the Eocene, with the intrusions of the alkaline rocks of the Río Carbón Essexite and the basaltic effusions of the Posadas Basalt. Along with the latter event, the sediments of the Río Lista Formation were deposited in a low-energy fluvial environment with floodplain and marshy areas.

During the Upper Oligocene the Patagonian marine transgression reached the foothills of the Patagonian Cordillera. In the lower Miocene there was a strong ascent of the mountain range, along with sea withdrawal. The deposition of the continental sediments of the Santa Cruz Formation began in a distal fluvial environment with contribution of pyroclastic material indicative of contemporary volcanism in the region. Also, the Puesto Nuevo Adakite was emplaced as a result of the collision of a segment of a mid-ocean ridge.

The morphostructure of the region is the result of two phases of deformation, which structured a fold and thrust belt in the Cenozoic, associated with the geometry of normal Mesozoic faults. These phases correspond to the Eocene (Incaic Phase) and Late Miocene-Early Pliocene (Quechua Phase).

The current landscape of the Andes was essentially shaped by an immense glaciation, during the Pleistocene and Holocene, whose deposits and geoforms were later modified partly by river action and mass wasting.

Ore mineral resources are restricted to sporadic showings of coal deposits in the Río Lista Formation, which lack of economic importance.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 4972-I Monte Tetris abarca un sector cordillerano de la provincia de Santa Cruz. Ocupa un área de aproximadamente 5.000 km² y está delimitada por los paralelos 48° y 49° de latitud sur, el meridiano 72° de longitud oeste y el límite con Chile (fig. 1).

La comarca contiene dos grandes lagos, el San Martín al sur y el Nansen al norte. Además, en el centro oeste tiene un importante campo de hielo de unos 75 km², con conspicuos glaciares alpinos, en la sierra de Sangra, parte del Campo de Hielo Patagónico Sur.

En la región del lago Nansen hay un área protegida de unos 45 km², correspondiente al sector sur del Parque Nacional Perito Francisco Pascasio Moreno.

No hay ningún centro poblado y el lugar más significativo es el puesto El Bello de Gendarmería Nacional, localizado al norte del río Mayer, además de las estancias Sierra Nevada, Hevia, Alma Gaucho, Tucu Tucu y Ñires, entre otras.

La principal vía de acceso de la región es la ruta nacional 40, que pasa aproximadamente a 90 km del borde oriental de la Hoja y permite la vinculación con la ciudad de Gobernador Gregores, a unos 180 km desde Punta de las Vacas. Al lago San Martín se accede por las rutas provinciales 31 y 33, desde la localidad de Tres Lagos.

En la región cordillerana se destacan varios cordones montañosos, como las sierras de Navas (entre 1700 y 2100 m s. n. m.), de Sangra, que contiene al cerro Hatcher (1895 m s. n. m.), y de las Vacas, donde se destaca el monte Tetris de 2215 m sobre el nivel del mar.

NATURALEZA DEL TRABAJO

La Hoja se hizo siguiendo las normas vigentes del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina que ejecuta el Servicio Geológico Minero Argentino.

Para su confección se realizaron la recopilación bibliográfica y la interpretación de fotos aéreas a escala aproximada 1:20.000 y de imágenes satelitales Landsat y Aster a escala 1:250.000, de donde surgieron los problemas a resolver acorde a la escala del trabajo.

Las tareas de campo se llevaron a cabo durante un total de 112 días, en cuatro campañas entre los años 2010 y 2012, durante las que se realizó la colección de muestras para análisis petrográficos y estudios paleomagnéticos, se levantaron perfiles con el objeto de establecer el orden estratigráfico de las unidades jurásicas, cretácicas y paleógenas, se analizaron las áreas que a priori presentaban problemas geológicos y/o estratigráficos o de vinculación con sectores vecinos y se trataron de dilucidar tanto la estructura como la geomorfología de la región.

El trabajo de mapeo fue volcado sobre la Hoja Topográfica 4972-I Monte Tetris a escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Nacional.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras informaciones sobre la región son aisladas, se remontan a fines del siglo XIX y fueron realizadas por Ameghino (1889) y Hatcher (1897). Otras contribuciones fueron las de Quensel (1911) y Bonarelli y Nágera (1921). Caldenius (1932) aportó las referencias más importantes acerca de las glaciaciones de la Patagonia argentina. Posteriormente, numerosos investigadores realizaron estudios estratigráficos y paleontológicos en la región, fundamentalmente en las rocas cretácicas de la Cuenca Austral, entre los que se puede citar a Riggi (1934), Feruglio (1938), Piatnitzky (1938), Borrello (1943a), Bianchi (1967), Turic (1969), Riccardi (1971), Coira y Pezzutti (1975) y Nullo et al. (1979). Más tarde, la estratigrafía de la comarca fue tratada como resultado de varios levantamientos geológicos por Ramos (1979, 1981, 1982a, b) y Kraemer y Riccardi (1997), entre otros.

Investigaciones sobre los invertebrados fósiles fueron realizados por Blasco y Proserpio (1978), Blasco et al. (1980 a,b), Aguirre-Urreta y Ramos (1981) y Levy (1979); las trazas fósiles fueron estudiadas por Casamiquela (1965), Poiré et al. (1999) y Richiano et al. (2012). Las observaciones sobre microfósiles fueron efectuadas por Pöthe de Baldi (1981, 1982), Malumián (1982, 1990), Kielbowicz (1983) y Aguirre-Urreta (2002).

La información geológica de base que se tomó en cuenta para este trabajo es la Hoja Geológica 55a, Sierra de Sangra (Ramos 1981) y avances de mapeos inéditos realizados por José Panza y Víctor Ramos para el Servicio Geológico Nacional en la región de los lagos San Martín, Nansen y Belgrano. Asimismo, fueron de mucha utilidad los trabajos efectuados en regiones vecinas por Giacosa et al. (2001)

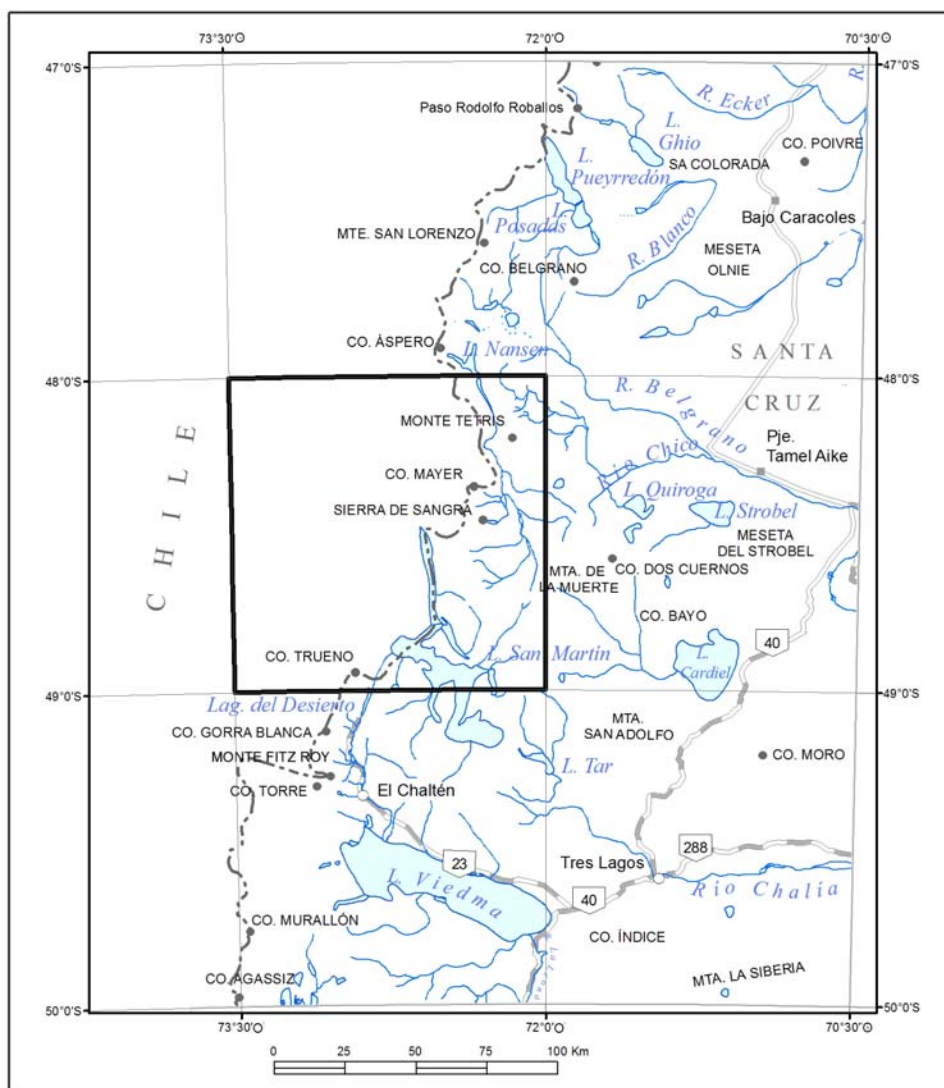


Figura 1: Mapa de ubicación.

en las hojas Lago Belgrano y Lago Posadas, Giacosa *et al.* (2013) en la Hoja El Chaltén y Cobos *et al.* (2008) en la Hoja Tres Lagos. Estos aportes, sumados a los de Nullo *et al.* (1979), Kraemer *et al.* (2002) y Giacosa *et al.* (2012), contribuyeron a la comprensión de la estructura y evolución tectónica de la comarca.

Otros trabajos específicos están mencionados en el tratamiento de los diferentes capítulos de la Hoja Geológica.

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja Geológica 4972-I Monte Tetris abarca parte de la Cordillera Patagónica Austral y el extremo noroccidental de la Cuenca Austral.

Las rocas más antiguas aflorantes en la comarca forman parte del basamento metamórfico y sedimentario del Paleozoico superior, constituido por las metasedimentitas depositadas en un ambiente de margen pasivo de las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha. El grado metamórfico es variable desde anquimetamorfismo hasta bajo grado.

Sobre éstas, en discordancia, se asientan sedimentitas de la Formación El Bello y volcanitas del Complejo El Quemado, ambas del Jurásico, aunque la segunda podría llegar al Cretácico más bajo. Posteriormente comenzó una etapa de subsidencia y desarrollo de una cuenca de retroarco, con la deposición de las sedimentitas de la Formación Springhill y las espesas sucesiones sedimentarias cretácicas del relleno clástico de la Cuenca Austral. Finalmente, se retiró totalmente el mar del área y se depositaron los sedimentos fluviales de la Formación Cardiel en el Cretácico superior.

Durante el Cretácico superior-Paleógeno se derramaron las coladas lávicas del Basalto de la Sierra Lobuna. Su composición alcalina sugiere como origen más probable un ambiente de retroarco o de intraplaca relacionado con la colisión de dorsales oceánicas. Asociada a este evento, se encuentra la Traquita del Cerro Rosado de edad paleocena.

En el Eoceno comienza el ciclo Ándico, con las intrusiones de rocas alcalinas de la Essexita Río Carbón y las efusiones basálticas del Basalto Posadas. Se disponen intercalados los depósitos continentales de planicie de inundación y áreas pantanosas de la Formación Río Lista.

En el Oligoceno superior se produjo la transgresión marina patagoniana, dando lugar a la Formación Centinela. En el Mioceno temprano hubo un ascenso significativo de la cordillera, con el retiro del mar y la depositación de las sedimentitas continentales fluviales de la Formación Santa Cruz, con gran aporte de material piroclástico. Hacia el Mioceno medio, la subducción de un segmento de dorsal oceánica dio lugar a la generación de la Adakita Puesto Nuevo.

En el Pleistoceno y Holoceno la región fue ampliamente englazada, generándose el actual paisaje cordillerano, posteriormente modificado, en parte, por la intensa acción fluvial y la remoción en masa.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. DEVÓNICO-CARBONÍFERO

El Basamento metamórfico y sedimentario de la Cordillera Patagónica Austral

Formación Bahía de la Lancha (1a)

Areniscas, pelitas y conglomerados

Formación Río Lácteo (1b)

Pizarras, esquistos y filitas

Antecedentes

Dos unidades conforman el basamento litoestratigráfico de la Cordillera Patagónica Austral, las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha, que, como se verá, están vinculadas entre sí. Estas dos unidades afloran extensamente en la Hoja Monte Tetris y fueron reconocidas en las hojas aledañas, respectivamente al sur (bahía de la Lancha del lago San Martín, Hoja El Chaltén; véase Giacosa *et al.*, 2013) y al norte (valle del río Lácteo, Hoja Lago Belgrano; véase Giacosa *et al.*, 2001). Se trata de rocas muy deformadas, cuyo grado de metamorfis-

mo es variable, desde el anquimetamorfismo hasta facies de esquistos verdes. Por esta razón, algunos autores las han descripto como rocas metamórficas, tales como Halle (1913) y Bonarelli y Nágera (1921), quienes las refirieron como Esquistos Paleozoicos, en tanto que Riggi (1934) las englobó como Cuarcitas y Pizarras del Paleozoico, Feruglio (1938) las llamó Esquistos premesozoicos, Piatnitzky (1938) como Esquistos metamórficos del Paleozoico, Reyes (1966) describió cuarcitas antiguas y esquistos, mientras que Borrello (1969) se refirió a las Cuarcitas de la sierra de Sangra. A las rocas de mayor grado metamórfico Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) las denominó Complejo Esquistoso del Río Lácteo y definió su localidad tipo en las cabeceras de dicho curso. Bianchi (1967) y Leanza (1972) adecuaron la denominación a Formación Río Lácteo.

Por otra parte, en algunas localidades el metamorfismo de estas secuencias es prácticamente imperceptible a simple vista. Particularmente en el sector del lago San Martín, el carácter sedimentario original se encuentra bien preservado, apenas con evidencias de diagénesis avanzada o anquimetamorfismo. Aquí las rocas han sido descriptas como sedimentarias, y fueron denominadas Formación Lancha (Shell CAPSA, 1965), nombre que fue modificado a Formación Bahía La Lancha por Borrello (1967). Finalmente, Riccardi (1971) instituyó el nombre Formación Bahía de la Lancha, que corresponde al topónimo completo según la cartografía de la época del Instituto Geográfico Militar (en la actualidad, Instituto Geográfico Nacional).

En Chile, Hervé (1993) definió el Complejo Metamórfico Andino Oriental, unidad descripta más ampliamente por Hervé *et al.* (2003, 2008), que consiste de sucesiones turbidíticas relativamente monótonas, polideformadas, que contienen pequeños cuerpos de calizas y metabasitas, y que se localizan principalmente al este del eje cordillerano, marcado por el Batolito Patagónico. Hervé *et al.* (2008) incluyeron en este Complejo varias unidades con metamorfismo regional reconocidas previamente en Chile y la Argentina, como las unidades Cochrane y Lago General Carrera (Lagally, 1975) y el Complejo Staines (Allen, 1982), además de las clásicas formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo.

Aunque a los fines del mapeo regional en la Hoja Monte Tetris se han reconocido áreas en las que predomina el carácter sedimentario o metamórfico en las rocas de este basamento cordillerano (unidades 1a y 1b en el mapa geológico, que corresponde-

rían aproximadamente con las definiciones de las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo, respectivamente), la distribución areal del grado metamórfico es compleja, por lo que la unidad 1a (sedimentaria) puede incluir sectores metamorfizados, del mismo modo que la unidad 1b (metamórfica) puede incluir sectores localmente preservados del efecto metamórfico regional. Esta íntima relación indicaría que ambas unidades tienen un protolito común y una historia metamórfica y estructural diferente, tal como lo sugirieran Leanza (1972), Ramos (1979) y Riccardi y Roller (1980), entre otros. Por esta razón, Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938), Leanza (1972) y Escosteguy *et al.* (2014) optaron por extender la denominación de Formación Río Lácteo también a los afloramientos clásicos de la Formación Bahía de la Lancha.

En el área de la Hoja Monte Tetris estas rocas fueron estudiadas por Nullo *et al.* (1979), Parma (1980), Ramos (1981) y Poiré *et al.* (1999). Como trabajos de síntesis que abarcan el área de la hoja, pueden mencionarse los efectuados por Riccardi y Roller (1980) y Limarino *et al.* (1999).

Distribución areal

Estas unidades afloran en una faja N-S a lo largo de la Cordillera Patagónica en el sector limítrofe con Chile, entre los 46° y los 50° S. Las mejores exposiciones de las rocas con menor grado de me-

tamorfismo de la Formación Bahía de la Lancha están prácticamente en toda la margen oriental del lago San Martín (fig. 2), en particular desde el brazo Norte Oriental hacia el sur, en las penínsulas Chacabuco y Cancha Rayada, el brazo Cancha Rayada y la bahía de la Lancha, así como a lo largo del río Caracoles. También en la ladera occidental de la sierra de Sangra, en la sierra de Navas, y hacia el sudoeste de la Hoja, en las penínsulas Mackenna y Maipú y en todo el sector aledaño al lago del Desierto. Por otra parte, sectores con metamorfismo regional en grado esquistos verdes (filitas, pizarras, esquistos), propio de la Formación Río Lácteo, están bien representados en el sector norte, en las márgenes del lago Nansen, en el faldeo occidental de la sierra de las Vacas y a lo largo de los ríos Ñires y Mayer en proximidades del límite con Chile.

Esta distribución permite interpretar que la isograda metamórfica, que definiría un posible límite entre las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo, debe cruzarse a lo largo de la sierra de Sangra, en sitios de difícil acceso donde no se han realizado estudios de detalle. No obstante, no se espera un límite neto y mapeable entre ambas unidades, dado que la distribución areal de las condiciones de presión y temperatura es compleja y se manifiesta en variaciones locales del grado metamórfico. En este sentido, Leanza (1972), Ramos (1979) y Riccardi y Roller (1980) consideraron a ambas unidades



Figura 2: Vista panorámica de los afloramientos de la Formación Bahía de la Lancha en la localidad tipo del lago San Martín.

como equivalentes. Augustsson (2003) y Augustsson *et al.* (2006) estudiaron exhaustivamente muestras provenientes de ambos sectores y del área adyacente en Chile, y determinaron composiciones químicas, áreas de proveniencia y espectros de edad de circones detríticos esencialmente similares. Los autores encuentran diferencias menores en la catodoluminiscencia del cuarzo y la química de las turmalinas, que demostrarían variaciones sutiles en las áreas de aporte de los sedimentos. Sin embargo, esas diferencias no invalidan la equivalencia, ya que podrían obedecer a razones de paleogeografía local, de la configuración del área de drenaje y las vías de transporte de los detritos.

Litología y ambiente de depositación

En general, el basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica Austral está integrado por una serie rítmica de areniscas y pelitas metamorizadas en grado variable, cuya estratificación original puede reconocerse con mayor o menor facilidad dependiendo del grado de deformación sobreimpuesta. En muchos casos, la deformación es tan intensa que no permite identificar las características primarias, y sólo localmente se reconocen calcos de flujo que marcan superficies estratales.

En el sector sur de la Hoja (área de la Formación Bahía de la Lancha) (fig. 3), donde el metamorfismo es de grado muy bajo, se aprecian claramente las características primarias. Allí se disponen estratos alternantes de areniscas y pelitas, con espesores de 0,10 a 2 m, y con relaciones pelita/arenisca variables. En la bahía de la Lancha las areniscas predominan sobre las pelitas, y forman paquetes que alcanzan hasta 13 m de espesor (Giacosa *et al.*, 2013). La abundancia relativa de areniscas aumenta hacia el noroeste, de manera que en los alrededores de Cocoví las areniscas son casi excluyentes (Nullo *et al.*, 1979; Ramos, 1981).

El tamaño de grano varía de arenisca fina a gruesa, aunque también se han descrito en el límite sur de la hoja (Estancia La Lila), facies de diamictitas en estratos de hasta 2 m de espesor, de dos tipos: diamictitas finas (con clastos de hasta 3 cm) y gruesas (con clastos de hasta 9 cm; Poiré *et al.*, 1999). Petrográficamente las areniscas están caracterizadas por una madurez composicional avanzada, con neto predominio de clastos de cuarzo sobre los de feldespato (andesina sódica y escasa ortosa) y cuarzo policristalino. Hay escasas laminillas de muscovita, minerales opacos, circón y turmalina. La textura es clástica abierta, con contactos tangen-

ciales a rectos y buena selección. La madurez textural es baja a moderada, con clastos subangulosos a subredondeados, en una matriz que supera al 10%. Ésta es de naturaleza arcillosa a sericítico-clorítica, en parte por recristalización (Sacomani, 1978-79). Rasgos como la migración de bordes de grano y disolución por presión son evidencias de diagénesis muy avanzada, lindante con el metamorfismo de muy bajo grado (Sacomani, 1978-79; Poiré *et al.*, 1999).

Las pelitas son limolitas y lutitas, de color gris a negro, con fisilidad y estructura en lápiz. Los análisis por rayos X realizados por Poiré *et al.* (1999) muestran que las pelitas están compuestas por cuarzo y material arcilloso, principalmente illita (70%) y clorita (30%), con escasos feldespatos.

Las areniscas y pelitas se disponen en ciclos granodecrecientes típicos de secuencias turbidíticas, con estructuras sedimentarias clásicas como gradación y laminación ondulítica (Augustsson y Bahlburg, 2003). Es común observar en la superficie inferior de los bancos arenosos, estructuras erosivas como calcos de flujo y turboglifos, que indican paleocorrientes hacia el oeste (Bell y Suárez, 2000). Los planos de estratificación son paralelos y no hay canalizaciones notables.

Hacia el norte de la Hoja, en el ambiente de la Formación Río Lácteo, donde el grado metamórfico y la intensidad de la deformación aumentan, los tipos litológicos más abundantes son las pizarras (con abundantes venillas de cuarzo) y filitas (fig. 4, 5 y 6). No obstante, el grado metamórfico no es homogéneo y se producen variaciones en pocos metros, de blastopsamitas y blastopelitas a alternancias de semiesquistos y pizarras, a esquistos y filitas (Ramos, 1982a). La complejidad en la distribución de estas litologías respondería a la yuxtaposición de distintos bloques tectónicos y la exposición de diferentes niveles estructurales por la acción de corrimientos (Ramos, 1982a). Según Sacomani (1982), las blastopelitas son rocas débilmente bandeadas (por estratificación relíctica), y están compuestas por clastos angulosos de cuarzo con extinción ondulante y en menor medida feldespato, englobados por una matriz arcilloso-sericítica; la mica está recristalizada con textura lepidoblástica. Las blastopsamitas contienen clastos angulosos de cuarzo pobremente seleccionados y con rotura incipiente, y una matriz recristalizada ocasionalmente en sericita y óxidos de hierro. Los clastos de cuarzo de los semiesquistos tienen menor tamaño de grano y están mucho más fracturados, con principio de segregación de bandas micáceas y cuarzosas; la matriz

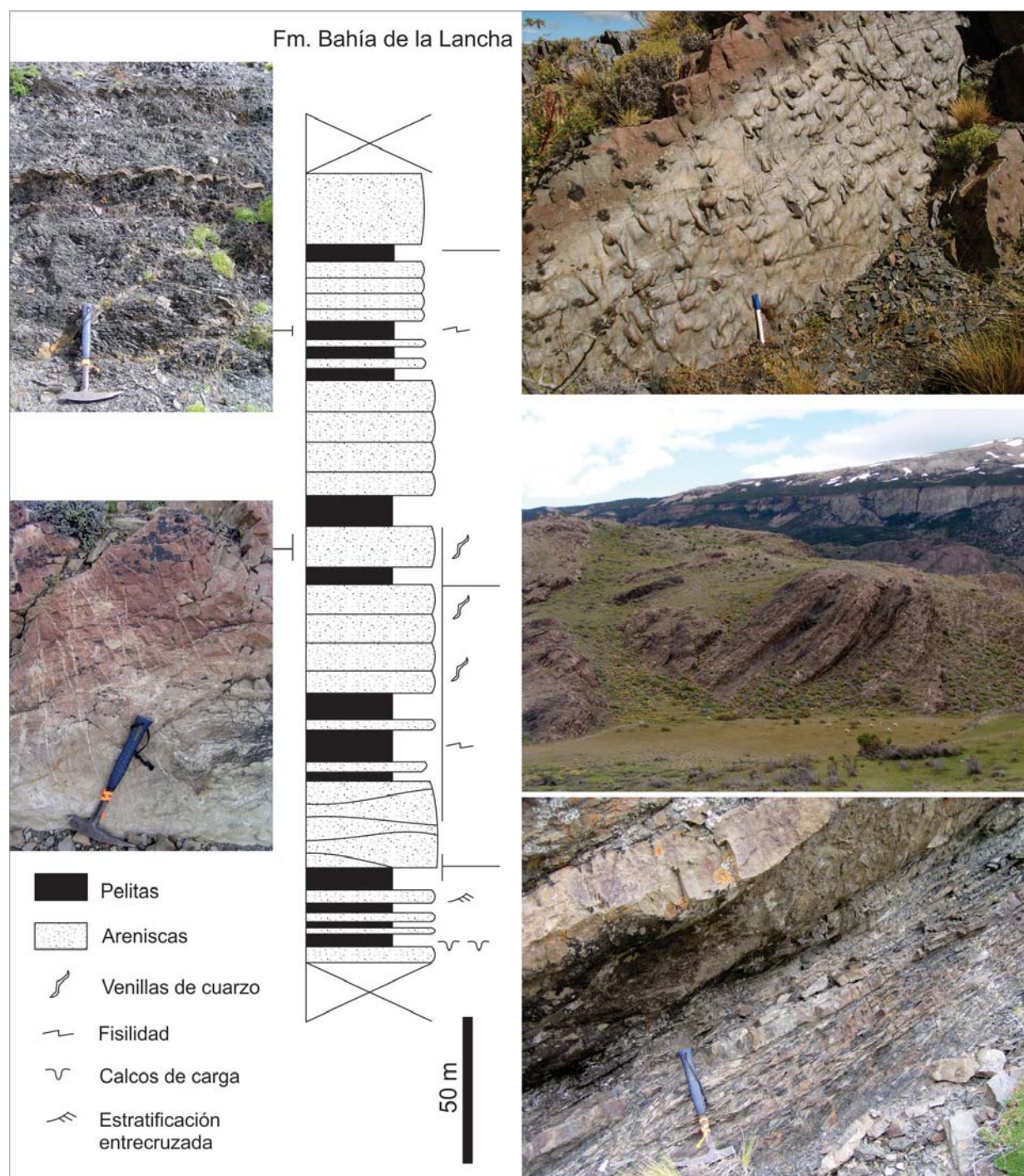


Figura 3: Perfil esquemático de la Formación Bahía de la Lancha en la laguna del Chanco, situada en el área tipo de la unidad.

micácea tiene más desarrollo y presenta esquistosidad más marcada, a la que se sobrepone una superficie s incipiente. Las pizarras tienen grano fino y una esquistosidad poco desarrollada. Los esquistos cuarzomicáceos y micáceos presentan bandas de segregación bien notorias, discontinuas y lentiformes, compuestas por alternancias de bandas cuarzosas granoblásticas y micáceas lepidoblásticas. Por último, las filitas presentan capas micáceas con texturas lepidoblásticas dominantes, alternando con

capas de textura granoblástica formadas por cuarzo xenoblástico y micas subordinadas; la estructura esquistosa está muy bien desarrollada y suavemente replegada, y se observa una superficie s relacionada con clivaje de transposición (Sacomani, 1982).

Pereira (1982) y Hervé *et al.* (1999) describieron un cuerpo de basaltos almohadillados y brechas dentro de la secuencia turbidítica, en la costa sur de la península Florida del lago San Martín/O'Higgins, apenas al oeste de la Hoja Monte Tetris. Pertene-

cen a la serie alcalina y se habrían eruptado en un ambiente de intraplaca, quizás en relación con fallas transcurrentes (Hervé *et al.*, 1999). Otras intercalaciones de mármoles y metabasalto amigdaloides ocurren en el lado chileno aproximadamente a los 47°S (Hervé *et al.*, 1998).

En definitiva, este basamento metamórfico y sedimentario está compuesto por metaareniscas, esquistos, metapelitas, metaconglomerados y mármoles, que en conjunto representarían secuencias turbidíticas con metamorfismo variable. Las características de la facies psefítica (fábrica caótica, pobre selección, abundante matriz masiva, y clastos angulosos y facetados ubicados de canto), llevaron a Poiré *et al.* (1999) a interpretar a esta facies como un «paratill» de origen glaciar subáctico. La deposición se habría producido en un ambiente marino de plataforma y talud (Ramírez Sánchez *et al.*, 2005), posiblemente en un margen continental pasivo (Hervé *et al.*, 2008).

Grado de metamorfismo

El grado de metamorfismo regional del basamento de la Cordillera Patagónica Austral es variable, con una tendencia general a un mayor grado hacia el norte, aunque con variaciones locales relacionadas con distintas profundidades de exposición debidas a los corrimientos (Ramos, 1982a). El grado máximo alcanzado en los alrededores del lago Buenos Aires/General Carrera, a los 46°S, se encuentra en la facies esquistos verdes a epidoto-anfibolita (Bell y Suárez, 2000, ámbito de la Formación Río Lácteo), pero disminuye hacia el sur para no sobrepasar la facies de esquistos verdes en el norte de la Hoja Monte Tetris (Ramos, 1982a), hasta alcanzar grado muy bajo, limítrofe con la diagénesis avanzada, hacia el sur, en el área de la bahía de la Lancha (Poiré *et al.*, 1999, ámbito de la Formación Bahía de la Lancha).

En este último sector, el metamorfismo está casi ausente, y las rocas sólo evidencian migración de bordes de grano y disolución por presión (Poiré *et al.*, 1999), así como abundantes venas de cuarzo que atraviesan a las areniscas. Las rocas tienen deformación intensa bajo la forma de pliegues apretados a isoclinales, verticales o volcados hacia el norte, con ejes E-O y NO-SE. La deformación involucra la generación de un clivaje de fractura incipiente (Nullo *et al.*, 1979; Ramos, 1981).

Hacia el norte y oeste (hacia Chile) aumenta el grado metamórfico. Sepúlveda (2000) y Ramírez (1997) determinaron condiciones pico de P-T en

380±30°C y 4,6±1,3 kbar en el área de Villa O'Higgins y el valle Chacabuco. La cristalinidad de la illita indicó además condiciones de la epizona muy baja. Resultados similares obtuvieron Ramírez Sánchez *et al.* (2005) en la zona situada entre el río Baker y el lago Cochrane (al norte), donde las condiciones de metamorfismo habrían sido de 320-390°C, con presión media 4±1,2 kbar. La presión relativamente baja permitió descartar que el metamorfismo se hubiera producido en un complejo de subducción; en cambio, indicaría un ambiente más interno en el continente de Gondwana (Ramírez Sánchez *et al.*, 2005).

El basalto descrito por Hervé *et al.* (1999) en la península de La Florida, contiene minerales metamórficos en venillas y fisuras. La paragénesis observada en estas rocas metavolcánicas se habría formado a 360°C, de acuerdo con la geotermometría de la clorita, y a 2-4 kbar, según el contenido de fengita en las micas y la composición de la pumpellyita. Estas condiciones coinciden con las determinadas en las metaturbiditas circundantes (Hervé *et al.*, 1999).

Según Bell y Suárez (2000), el metamorfismo involucró al menos cuatro fases de deformación. El rumbo regional dominante es NE-SO, con estructuras de pequeña escala que permiten reconstruir las distintas fases. Esta historia de deformación es coherente con la producida en el núcleo cristalino de una faja orogénica.

Paleontología

El contenido fósil de las unidades que constituyen este basamento cordillerano es escaso y limitado a unos pocos hallazgos en la Formación Bahía de la Lancha, cercana al lago San Martín.

Bonarelli y Nágera (1921) describieron impresiones dudosas y formas afines al gastrópodo *Cylindrites*. Frenguelli (1941) encontró impresiones de plantas referidas con dudas a la licópsida *Ulodendron*, quizás del Carbonífero medio, y consideró que muchos de los *Cylindrites* descritos por Bonarelli y Nágera (1921) eran en realidad concreciones tipo *marlekor*. Casamiquela (1965) describió icnitas identificadas como *Orcheateropus sp.*, que comparó con *Orcheateropus atavus* presente en el Carbonífero de la cuenca de Paganzo. En la misma muestra, Shell CAPSA (1965) comunicaron el hallazgo de polen de edad devónica tardía a carbonífera temprana, a lo que se sumaría *Hystrichosphaeridae* (Amos, en Riccardi, 1971). En la península Cancha Rayada, Parma (1980) describió espo-



Figura 4: Detalle de la estructura de la Formación Río Lácteo en el río Carrera.

ras de hongos, formas unicelulares y restos carbonosos de plantas probablemente vasculares. Por último, Poiré *et al.* (1999) describieron las icnitas *Gordia*, *Nereites*, *Palaeophycus* y *Phycoides*.

Relaciones estratigráficas

No se conoce la base de estas formaciones, ya que son las unidades más antiguas que afloran en la región. Por encima y en discordancia angular se apoya la Formación El Bello o, en los lugares donde ésta no existe, el Complejo El Quemado. La relación discordante con la primera se observa con claridad en el área tipo de esa unidad, en cercanías del puesto El Bello de Gendarmería Nacional, y en el curso inferior del arroyo de la Mina (descrito por Riccardi, 1971). La discordancia entre el Complejo El Quemado y las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo también está ampliamente expuesta en las sierras de Sangra y de las Vacas, respectivamente.

Correlaciones y edad

Los escasos restos fósiles hallados en la zona de la bahía de la Lancha permitieron adjudicar la edad de estas rocas al lapso Devónico-Carbonífero. Por otro lado, fuera del ámbito de la Hoja fueron datados cuerpos intrusivos en esta unidad que proporcionan una edad mínima en el Carbonífero tar-



Figura 5: Turbiditas escasamente metamorizadas de la Formación Río Lácteo en el río Carrera.

dío: un stock granodiorítico cataclástico con muscovita secundaria que aflora en la costa del lago General Carrera se dató por métodos Ar/Ar y K-Ar en 310 Ma (Suárez y de la Cruz, 2000), en tanto que filones básicos de la cuenca del río Baker fueron datados por Matsuda (1981) como westfalianos. Cabe acotar que la granodiorita Sobral, del Complejo Plutónico San Lorenzo e intrusiva en la Formación Río Lácteo, se consideraba de edad pérmica, por una datación K-Ar de 283 ± 10 Ma, y por lo tanto era indicativa de una edad pre-pérmica para su roca de caja (Ramos, 1982a, Giacosa *et al.*, 2001). Sin embargo, Pankhurst *et al.* (2000) obtuvieron una edad U-Pb SHRIMP en circones de $153,8 \pm 1,5$ Ma, lo cual significa que la granodiorita Sobral es sincrónica con el Complejo El Quemado y por lo tanto su edad pasa a ser irrelevante a los fines de acotar la de la roca de caja, que infrayace a dicho Complejo.

En el sector chileno de la Cordillera Patagónica, Niemeyer (1975) distinguió dos unidades en el basamento metamórfico: una de esquistos y mármoles y otra de metapelitas, metaareniscas y metaconglomerados. Lagally (1975) las denominó respectivamente Formación Lago General Carrera (en los alrededores del lago homónimo, lago Buenos Aires en Santa Cruz), y Formación Cochrane, al sur de los ríos Chacabuco y Nef. Esta última unidad tiene continuidad con la Formación Río Lácteo, por ejemplo a lo largo de la cordillera de la Concepción.

Las formaciones Lago General Carrera y Cochrane fueron incluidas por Hervé (1993) dentro del Complejo Metamórfico Andino Oriental, que abarca todas las rocas metamórficas situadas al este del Batolito Andino, incluyendo también a las Formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo (e.g. Hervé *et al.*, 2008).



Figura 6: Aspecto de la Formación Río Lácteo en el río Ñires.

Thomson y Hervé (2002) realizaron dataciones por trazas de fisión en tres muestras de la Formación Cochrane, una de ellas (muestra VS11A) obtenida en las inmediaciones de Villa O'Higgins, muy cerca del límite internacional. Las edades obtenidas (267 ± 17 Ma, 253 ± 15 y 264 ± 14 Ma) son de enfriamiento, post-metamórficas, por lo cual el metamorfismo que afectó a estas rocas es más antiguo que 250 Ma (Pérmico). En una interpretación conjunta de estas edades y otras de circones detríticos publicadas por Hervé *et al.* (2003), se estableció que las edades máximas y mínimas de depositación y metamorfismo para el Complejo Metamórfico Andino Oriental son, respectivamente, 364 Ma (Devónico tardío, edad del circón detrítico más joven) y 250 Ma (edad mínima del metamorfismo, límite Pérmico-Triásico).

Augustsson *et al.* (2006) dataron circones detríticos en una muestra proveniente del borde oriental de la bahía de la Lancha, y en otras tres muestras de la Formación Cochrane en Chile. La distribución de edades de los circones detríticos da picos anchos de entre 350 y 700 Ma; los circones más jóvenes indican que la edad máxima depositacional está entre 350 y 385 Ma (Devónico medio tardío a Carbonífero temprano tardío). La muestra de la bahía de la Lancha proporcionó la edad más joven, de 323 ± 5 Ma (límite entre Carbonífero temprano y tardío). Los circones de la muestra de la bahía de la Lancha tienen la misma morfología y zonación que los de la Formación Cochrane, y el mismo espectro de edades (Augustsson, 2003).

Anteriormente se propusieron correlaciones con otros complejos metamórficos situados en el sector occidental de Chile, como el Complejo Metamórfico Chonos (y en particular la Formación La Potranca, ej. Giacosa *et al.*, 2001). Sin embargo, estudios geocronológicos han demostrado que el Complejo Metamórfico Chonos es más joven (Hervé *et al.*, 2003), y que se formó en un ambiente diferente, como un prisma de acreción (Thomson y Hervé, 2002).

Por otro lado, Feruglio (1949-1950), Suero (1962) y Pezzi (1970) han sugerido una equivalencia entre la Formación Río Lácteo y la Formación La Modesta (Pezzi, 1970), aflorante en el sector central de la provincia de Santa Cruz. Esta unidad proporcionó una edad Rb-Sr de 413 ± 17 Ma, interpretada por Moreira *et al.* (2005) como producto de la mezcla del efecto de minerales heredados y neoformados, por lo que la edad de la roca sería más antigua que 413 Ma (Silúrico tardío). Por otro lado, los circones detríticos son más antiguos que 446 ± 6 Ma, y el cierre de la cuenca se habría producido en el Devónico (Moreira *et al.*, 2013). Teniendo en cuenta estos datos, estos autores postularon que, más que equivalente, la Formación La Modesta podría haber actuado como fuente de aporte de los detritos que se depositaron en la cuenca andina para formar el protolito de las unidades del basamento de la Cordillera Patagónica Austral.

En síntesis, las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo se habrían depositado en el lapso Devónico - Carbonífero, quizás con edades más jóvenes.

nes hacia el oeste (Hervé *et al.*, 2003, 2006, 2008), en tanto que el metamorfismo que las afectó se habría producido en el Pérmico.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. JURÁSICO-CRETÁCICO

2.2.1.1. Jurásico inferior- Jurásico medio

Formación El Bello (2)

Conglomerados, areniscas, pelitas y areniscas volcánicas

Antecedentes

En la región cordillerana de Santa Cruz, depósitos con características similares a los aquí descritos, aunque de menor potencia, fueron determinados por otros autores en diversas localidades. Al sur del río Mayer, en el lago San Martín, al norte de la bahía de la Lancha, fueron descritos por Quensel (1911), Bonarelli y Nágera (1921), Feruglio (1938), Bianchi (1967) y Giacosa *et al.* (2013), quienes los incluyeron en la parte basal del Complejo El Quemado. Por su parte, Flores (1961) incorporó en la Formación Arroyo de la Mina todo el sector inferior del complejo ígneo, separando dos miembros: el Miembro La Lila, inferior, sedimentario, que sería equivalente al Conglomerado Arroyo de la Mina (Riccardi 1971) y el Miembro Bahía de la Lancha, superior, predominantemente tobáceo, y equivalen-

te a parte del Complejo El Quemado. Riccardi y Rolleri (1980) remarcaron que los conglomerados de esta unidad presentan características litológicas y estratigráficas que permiten discriminarlos fácilmente del Complejo El Quemado y los reconocieron como Formación Arroyo de la Mina. Hacia el norte y también en la base del Complejo El Quemado, Riggi (1955, 1957) y Ramos (1979) describieron conglomerados y areniscas en la región de los lagos Pueyrredón y Belgrano. Posteriormente, Ramos (1982a) reunió estos últimos depósitos bajo el nombre de Estratos del Río Furioso. Sepúlveda y Hervé (2000) describieron una sucesión similar, pero más potente (500 m), situada en cercanías de Villa O'Higgins, localidad chilena situada en el extremo norte del lago San Martín/O'Higgins, a la que denominaron Estratos del Cerro Submarino.

Finalmente, Escosteguy *et al.* (2014) sugirieron agrupar todos estos depósitos con el nombre de Formación El Bello, estableciendo un estratotipo de 300 m de potencia con exposición de base y techo, situado en las cercanías del puesto homónimo de Gendarmería Nacional en la cuenca del río Mayer.

Distribución areal

La sección estratotipo se localiza al oeste del puesto El Bello de Gendarmería Nacional (fig. 7). Otros asomos conspicuos están situados en la vega del río Ñires (fig.8), en la base del faldeo de la Punta



Figura 7: Perfil de la Formación El Bello en el valle del río Mayer.



Figura 8: Aspecto parcial de la Formación El Bello al oeste de la vega del río Ñires.

de las Vacas y al oeste del lago Nansen. Al este de la bahía de la Lancha los afloramientos son reducidos.

Litología

La Formación El Bello es un conjunto de sedimentitas constituidas por conglomerados y areniscas de colores rojizos, grises y castaños, con una menor proporción de pelitas y areniscas volcanoclásticas verdosas.

El perfil tipo es de 300 m de potencia y aflora en la parte más baja del faldeo de la margen occidental del río Mayer en cercanías del puesto El Bello de Gendarmería Nacional (fig. 9).

La composición de esta unidad se caracteriza por un alto porcentaje de material psefítico y por un carácter granocreciente y estratodecreciente de la sucesión sedimentaria.

La secuencia se apoya sobre la Formación Río Lácteo y comienza con 5 m de conglomerados polimícticos gruesos, gris oscuros, que presentan una alternancia de fábricas clasto y matriz sostén (fig. 7). Los clastos y bloques son subangulosos a redondeados con diámetros que varían entre 2 y 55 cm, están compuestos por metasedimentitas, pizarras y cuarzo lechoso que provienen de la Formación Río Lácteo. La matriz es arenosa y limosa.

Continúan 13 m de conglomerados medianos, grises, matriz sostén, constituidos por clastos redondeados, con diámetros que varían entre 2 y 15 cm, en una matriz arenosa.

Le sigue una secuencia de 57 m de areniscas medianas y gruesas, rojizas, grises y castaños, con

estructuras laminar y entrecruzada de bajo ángulo, que alternan con conglomerados rojizos poco potentes. Esporádicamente aparecen intercalados lentes pelíticos con escasos fósiles vegetales mal preservados.

Continúa una secuencia de 120 m en la que el material psefítico está constituido por conglomerados medianos rojizos, matriz sostén, con clastos redondeados de 2 a 4 cm, que alternan con areniscas rojas medianas a gruesas, que alojan lentes de pelitas grises oscuras.

Los últimos 100 m del perfil tienen un predominio psamítico, ya que están formados por bancos de areniscas rojas macizas y otros con estructuras laminar y entrecruzada de bajo ángulo, que alternan con bancos de pelitas oscuras y de conglomerados finos y medianos rojizos, poco potentes, con clastos de hasta 10 cm de diámetro. En los metros finales se observan intercalaciones de tobas blanquecinas, ignimbritas verdes y areniscas volcanoclásticas verdosas, que hacia el techo aumentan su potencia, de lo que se deduce que existe un pasaje transicional al Complejo El Quemado.

Al microscopio, una arenisca tipo está compuesta por granos subangulosos a subredondeados, de formas prismáticas a equidimensionales, en una matriz fina muy alterada. Los granos son principalmente de cuarzo, feldespatos cálcicos y opacos. Se reconoce cuarzo metamórfico y clastos líticos de meta-pelitas y chert. También se observaron otros líticos totalmente reemplazados por carbonatos. El mayor tamaño de grano es de 2 mm y el promedio es de

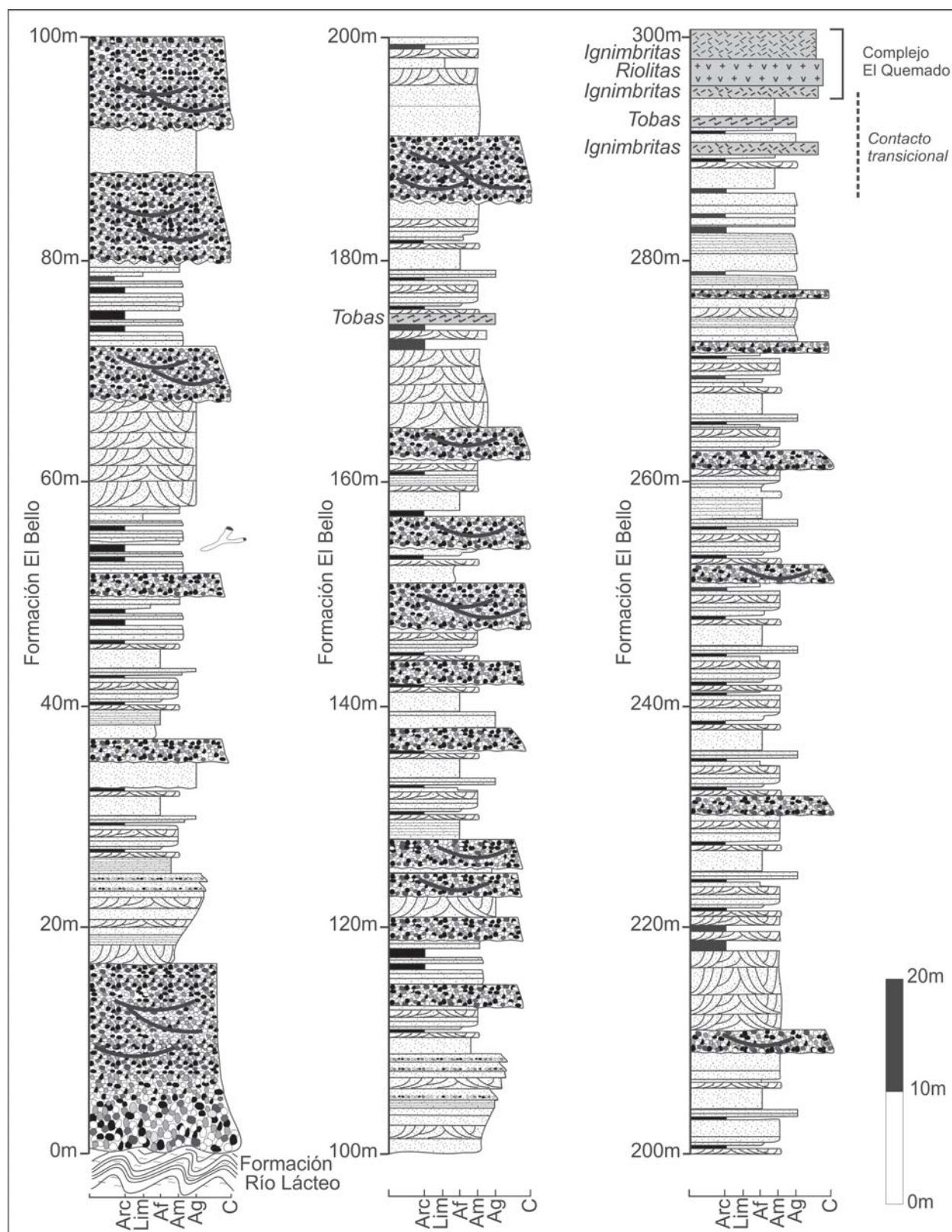


Figura 9: Sección tipo de la Formación El Bello al oeste del puesto El Bello de Gendarmería Nacional.

0,2 milímetros. Los contactos entre granos son tangenciales a flotantes y en menor medida rectos. La matriz es un agregado fino muy alterado a agregados arcillosos, cloríticos y limoníticos. La roca no presenta porosidad.

Las rocas volcanoclásticas son de color verdoso claro y están formadas por litoclastos de hasta 4 mm muy alterados y cristaloclastos prismáticos blanquecinos en una matriz de grano fino. Al microscopio se determinó que los litoclastos son subangulares



Figura 10: Contacto discordante entre los conglomerados de la base de la Formación El Bello y las infrayacentes metasedimentitas de la Formación Río Lácteo.

a subredondeados y prismáticos a equidimensionales y están compuestos por pastas volcánicas porfíricas principalmente andesíticas muy alteradas a carbonatos y metapelitas y metaareniscas muy alteradas a agregados micáceos. También se reconocieron vitroclastos alterados donde aún se preservan los rasgos originarios. Los granos cristalinos son principalmente de cuarzo, feldespatos cálcicos y potásicos, minerales opacos, biotita y circón. El mayor tamaño de grano es de 4 mm y el promedio es de 0,2 milímetros. Los contactos entre granos son tangenciales a flotantes. La matriz es un agregado fino totalmente alterado a agregados cloríticos y arcillosos. La roca no presenta porosidad.

Ambiente de depositación

Son depósitos de *sinrift* que representan el relleno inicial de un depocentro del tipo hemigraben, caracterizado por la progradación de un sistema fluvial formado por abanicos aluviales que coalescen constituyendo bajadas, donde se observan facies canalizadas de corrientes tractivas y de flujos de detritos. Este ambiente grada a otro donde hay un predominio de sistemas fluviales efímeros y entrelazados.

En las últimas etapas de la sedimentación comenzó en la región una importante actividad volcánica, representada por lluvias de cenizas y flujos piroclásticos.

Relaciones estratigráficas

En la sección tipo, esta unidad suprayace en forma discordante a las rocas metamórficas de la Formación Río Lácteo, tal como aparece expuesto

en la base del cerro Pirámide, donde se observa el conglomerado basal de la Formación El Bello, monomítico y de fábrica caótica, relleno de una superficie labrada sobre metasedimentitas de Río Lácteo (Fig. 10). Hacia el sur de la Hoja, en el área de la bahía de la Lancha, el contacto discordante basal es con las sedimentitas con escaso o nulo metamorfismo de la Formación Bahía de la Lancha.

Hacia el techo, el pasaje al Complejo El Quemado es transicional.

Correlaciones y edad

La Formación El Bello, tal como se la describe en este trabajo, representa una exposición más potente y completa del mismo episodio de sedimentación en cuencas tafrogénicas que dio origen a la Formación Arroyo de la Mina (Riccardi 1971) y a los Estratos del Río Furioso (Ramos, 1982a). El perfil tipo de la Formación Arroyo de la Mina presenta una exposición fragmentaria, sin observarse con claridad la base y el techo. Por otra parte, el perfil tipo de los Estratos del Río Furioso, si bien representa una exposición mejor y más potente, tampoco incluye la relación de base. Por estas razones, se propone agrupar a los afloramientos adjudicados hasta el presente a estas unidades, en la Formación El Bello. Esto incluye los perfiles descritos por Riggi (1955, 1957) y Bianchi (1967) en el río Oro, en el área de los lagos Pueyrredón y Posadas, y por Bianchi (1967) en el lago Belgrano.

No se han hallado restos fósiles que permitan precisar la edad de esta unidad. Las relaciones es-

tratigráficas indican que la Formación El Bello es post-pérmica (edad del metamorfismo sufrido por la subyacente Formación Río Lácteo y pre-jurásica media (posible edad de las primeras manifestaciones del suprayacente Complejo El Quemado).

Jenchen y Rosenfeld (2002) le atribuyeron una edad K–Ar de 173 ± 10 Ma para la secuencia clásica basal del Complejo El Quemado en el río Furioso, en la zona del lago Pueyrredón, y sería por lo tanto aplicable a la unidad que aquí se discute. El carácter transicional del contacto superior con el Complejo El Quemado permite suponer que la edad de la Formación El Bello debería ser inmediatamente anterior, posiblemente jurásica temprana a jurásica media.

El estudio paleomagnético preliminar de la Formación El Bello (Escosteguy *et al.*, 2014) en su área tipo permitió calcular un polo que coincide con los polos de referencia propuestos por Kent e Irving (2010) para el Jurásico temprano (190–200 Ma), a partir de una magnetización que habría sido adquirida durante la diagénesis temprana. Ya que al menos parte de la secuencia se habría magnetizado en el Jurásico temprano, esto implica que toda la depositación habría ocurrido apenas antes, posiblemente en el Triásico-Jurásico. Cabe aclarar que la edad magnética de una roca (es decir, la posición relativa de su polo paleomagnético dentro de las curvas de desplazamiento polar de referencia) es condicionada por múltiples fuentes de incertidumbre, y por lo tanto su aplicación para la valoración de la edad geológica tiene un alcance limitado (véase, por ejemplo, Valencio, 1980). Aún así, una edad magnética que no discrepa con la edad geológica supuesta debe considerarse como evidencia en favor de esta última. Los depósitos de esta unidad están arealmente restringidos a depresiones con forma de grábenes o hemigrábenes y ampliamente distribuidos a lo largo de las fallas normales, posteriormente invertidas, que los limitaban (Ramos, 2002). El régimen extensional que dio origen a estas cuencas es concomitante con el que imperaba en la Patagonia Extraandina (Ramos, 2002), cuyos depósitos triásico-jurásicos fueron descritos por Uliana *et al.* (1985). Estas cubetas subparalelas, de rumbo aproximado NNO, se formaron como respuesta a la reactivación extensional de las estructuras paleozoicas preexistentes (Uliana *et al.*, 1990). A este mismo marco tectónico responde la sedimentación de otras unidades del Triásico-Jurásico en la Patagonia (véase Lesta *et al.*, 1980; de Giusto *et al.*, 1980; Kokogian *et al.*, 1999; Giacosa y Márquez, 1999; Page *et al.*, 1999 y Uliana y Legarreta, 1999).

2.2.1.2. Jurásico medio-Cretácico inferior

Complejo El Quemado (3a, 3b)

Andesitas, dacitas, riolitas, tobas, ignimbritas, aglomerados y brechas volcánicas dacíticas a riolacíticas, tufitas, areniscas y escasos pórfiros

Antecedentes

El Complejo El Quemado está formado por volcanitas y piroclastitas, cuya composición varía desde intermedia hasta ácida, por areniscas y por areniscas tobáceas.

Sus afloramientos se distribuyen ampliamente en el área de la Hoja y también en gran parte de la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica Austral, desde la isla de los Estados, en la provincia de Tierra del Fuego, hasta por lo menos el lago Fontana en la provincia del Chubut (Riccardi y Damborenea, 1993).

Este Complejo ha recibido a través del tiempo diferentes nombres. Bonarelli y Nágera (1921) lo denominaron Serie Porfírica Supratríaica y Serie Eruptiva Suprajurásica y Feruglio (1936-37; 1938, en Fossa Mancini *et al.*, 1938; 1949-1950) Serie Porfírica, Serie Efusiva del Quemado y Complejo Volcánico del Quemado, respectivamente. Heim (1940) lo denominó Serie de Ibáñez en la margen norte del lago Buenos Aires, dentro del territorio de Chile, y más tarde Leanza (1963) Formación Quemado. Finalmente, Riccardi (1971) lo llamó Complejo El Quemado, designación que perdura hasta la actualidad.

Bonarelli y Nágera (1921) lo describieron en las inmediaciones del lago San Martín como una *serie de tobas y mantos eruptivos* formados por una litología con características intermedias entre *pórfidos cuarcíferos* y *riolitas*, mientras que Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) lo consideró integrado por mantos de pórfiros cuarcíferos y de porfiritas con tobas, brechas y areniscas intercaladas y restos de madera carbonizada.

Numerosos autores han descrito las características litológicas y geoquímicas de este Complejo a lo largo de la Cordillera Patagónica Austral y han aportado datos acerca de su origen y edad. Entre ellos, podemos citar a Riggi (1934), Parma (1980), Nullo *et al.* (1981a), Uliana *et al.* (1985), Ramos (1981, 1982 a), Nullo (1991), Camacho *et al.* (1993), Rapela y Llambías (1999) y Pankhurst *et al.* (1998, 2000). Para más antecedentes véase Giacosa *et al.* (2001 y 2013)

Distribución areal

Este Complejo está ampliamente distribuido y compone, junto con las rocas paleozoicas y cretácicas, extensas fajas paralelas al eje de la Cordillera.

Sus mayores afloramientos en la Hoja forman un bloque que se extiende, de oeste a este, desde el límite con Chile hasta las proximidades de los ríos Fósiles y Mayer, mientras que de norte a sur lo hace desde la sierra de Sangra y sur del río Capón hasta el borde sur de la Hoja, donde ocupa algunos sectores al norte y al este de bahía de la Lancha, parte de las penínsulas Cancha Rayada, Chacabuco y Maipú; la isla Doble y el sector ubicado al sur de la península Mackenna.

En la zona del cordón limítrofe el Complejo se ubica al oeste del sector sur del lago Nansen, donde integra un sinclinal. También al sur y oeste del río Mayer hasta aproximadamente el hito Vega Pantanosa, al este del cerro Mayer y al norte y al oeste del lago del Desierto.

Otra importante faja de afloramientos se extiende desde el norte de la Hoja y abarca la sierra de las Vacas, donde incluye al monte Tetris, al Pico de las Vacas y al cerro Punta de las Vacas. Afloramientos menores se hallan al sur del río Ñires y en cercanías de la laguna Escondida.

Litología

Dentro del Complejo se han reconocido andesitas, dacitas y riolitas, brechas y aglomerados volcánicos, tobas, ignimbritas y areniscas finas, de colores variados, y pórfiros. A los efectos de la representación cartográfica de esta unidad, y teniendo en cuenta la escala de trabajo, se han diferenciado en el mapa, por un lado, las facies lávicas, piroclásticas y sedimentarias como 3a, en tanto que la facies subvolcánica figura como 3b. Los términos lávicos suelen ser morados, gris morados, rosados y gris verdosos, los piroclásticos varían entre verde claro, verde y blanco, mientras que en las sedimentitas prevalece el color castaño claro. En algunos casos los afloramientos se hallan estratificados pero los bancos no son uniformes y varían de composición, espesor y posición estratigráfica en cortas distancias. El espesor oscila entre 500 y 1000 m en el lago San Martín (Riccardi, 1971), en los alrededores de la península Maipú alcanza 1200 m (Riggi, 1934), en las sierras de Sangra y de las Vacas unos 500 m y en la península de Cancha Rayada el desarrollo es superior a los 60 m (Parma, 1980). Por lo general tiene disposición homoclinal hacia el este (Nullo *et al.*, 1981a; Camacho *et al.*, 1993) y forma elevados

paredones con fuertes pendientes. Las rocas lávicas tienen en general aspecto macizo, forman bancos amalgamados, presentan diaclasas según dos sistemas perpendiculares entre sí y por sectores se hallan fracturadas y plegadas. Las piroclásticas suelen presentar estratificación fina o ser macizas, en cuyo caso es muy común la disyunción columnar.

Riccardi (1971) identificó, en los alrededores de la bahía de la Lancha, dos miembros informales, uno lávico y otro piroclástico. El primero está formado por andesitas, dacitas y riolitas, mientras que el segundo por tobas vítreas y cristalovítreas y tufitas.

Nullo *et al.* (1979) reconocieron, en el sector oriental de la sierra de Sangra, dos entidades aparentemente discordantes, la inferior compuesta por aglomerados volcánicos andesíticos de color rojo morado con intercalaciones de tobas mesosilíceas y de coladas de andesita y la superior integrada por ignimbritas dacíticas y tobas de colores claros que hacia el tope contienen intercalaciones de areniscas tobáceas y fangolitas friables.

Camacho *et al.* (1993), para la región aledaña al lago del Desierto y para los afloramientos ubicados en la península Maipú, isla Doble y alrededores, describieron la presencia de tobas e ignimbritas riolíticas y riolitas compactas.

En la península de Cancha Rayada, Parma (1980) identificó también una unidad inferior y otra superior. La primera, con tonalidades rojizas y moradas, está compuesta por aglomerados volcánicos riolíticos que alternan con tobas riolíticas y riolíticas. El miembro superior, con colores que varían de gris verdoso a gris amarillento, se caracteriza por una sucesión de potentes bancos de tobas e ignimbritas de composición dacítica a riolítica. En ese mismo lugar, Ramos (1981) identificó, en la base del Complejo, una ignimbrita riolítica cristaloclástica de color morado violáceo.

En las adyacencias del río Colorado, al suroeste de la sierra de Sangra, Ramos (1981), sobre la base de la litología, también subdividió al Complejo en dos entidades. En la inferior reconoció la presencia de andesitas macizas rojo parduzcas y andesitas piroclásticas propilitizadas de color verdoso, que hacia el norte y el sur de ese río disminuyen en volumen para dar lugar a una mayor participación piroclástica, que está formada por aglomerados volcánicos, tobas brechosas y brechas volcánicas entre las que se intercalan coladas de andesitas piroclásticas. Hacia el tope de esta entidad prevalecen niveles tobáceos rojizos sobre los que se apoyan mantos de tobas dacíticas de color castaño

amarillento que fueron asignados a la entidad superior.

En las nacientes del río Lista se ha reconocido una secuencia de unos 500 m de espesor, groseramente estratificada, compuesta por la alternancia de dacitas, tobas dacíticas y aglomerados volcánicos dacíticos.

En la sierra de las Vacas prevalecen los términos ácidos y se pueden reconocer diferentes niveles de ignimbritas entre los que se intercalan bancos de tobas dacíticas hasta riolíticas, con aglomerados muy escasos. Las mejores exposiciones se encuentran en el sector oriental, ya que el occidental presenta secuencias incompletas y algo deformadas. Un pequeño perfil levantado en las cercanías de la estancia Entre Ríos, asignado a un sector basal del Complejo, dado que las rocas se apoyan sobre las de la Formación El Bello, consta, de base a techo, de 6 m de un aglomerado volcánico dacítico castaño amarillento, una ignimbrita dacítica de un metro de espesor, 4 m de un aglomerado volcánico dacítico verdoso, un metro de una toba cristaloclástica blanca finamente estratificada, 4 m de una ignimbrita dacítica y remata con 5 m de una dacita alterada castaño verdoso clara que hacia el tope tiene disyunción columnar. Los aglomerados contienen líticos dacíticos de hasta 7 cm en una matriz tobácea, mientras que en las ignimbritas se reconocen pequeños clastos volcánicos y una importante fluidalidad, característica que las asigna a flujos piroclásticos.

En los alrededores de la estancia Sierra Nevada afloran unos 220 m de una secuencia compuesta, de base a techo, por potentes aglomerados volcánicos violáceos entre los que se intercalan un banco dacítico y una autobrecha andesítica; hacia el tope la secuencia está formada por riolitas y tobas dacíticas.

Si bien varios autores han separado a este Complejo, informalmente, en dos miembros, en este trabajo se prefiere, dada la escala de mapeo, no hacer ningún tipo de subdivisión. Sin embargo, se resalta que, en general, en los sectores aledaños al lago San Martín y en la sierra de Sangra se reconoce claramente una sección inferior, de características composicionales intermedias a ácidas y de típicos colores morados y violáceos, seguida por una superior de composición predominantemente ácida y donde predominan los tonos claros y verdosos (Fig. 11). En cambio, en el sector norte de la Hoja, en inmediaciones de la sierra de las Vacas, esta división no es del todo notoria y parecería prevalecer únicamente la sección superior del Complejo.

Existe una facies hipabisal que intruye a las lavas y piroclastitas del Complejo y a las metamorfitas infrayacentes y que está escasamente representada por pequeños cuerpos porfíricos y diques de composición preferentemente ácida a mesosilícica (Ramos, 1981). A modo de ejemplo se menciona el pórfiro ubicado sobre la margen izquierda de un arroyo innominado que desagua en el Brazo Norte Oriental del lago San Martín, y uno que se encuentra al



Figura 11. Aspecto general de los afloramientos del Complejo El Quemado en la bahía de la Lancha, vista hacia el oeste. Sus rocas sobreyacen a las metasedimentitas de la Formación Bahía de la Lancha y están cubiertas por las pelitas negras de la Formación Río Mayer.

este de las lagunas Las Gemelas. También se hace referencia al que aflora en el cerro Falucho y a los diques ubicados al norte de la estancia Hevia, en la península Cancha Rayada.

Facies lávicas reconocidas

Las riolitas son porfíricas y están compuestas por fenocristales de ortoclasa, andesina-oligoclasa, cuarzo y biotita en pasta vítrea o felsítica microcristalina, y tienen como minerales accesorios apatita, circón y opacos. Muchas veces se reconoce una pasta originariamente vítrea que se halla desvitrificada a una felsita donde predominan los diseños esferulíticos. Por lo general presentan variado grado de alteración a agregados arcillosos y sericíticos. Excepcionalmente, en los alrededores de la estancia Sierra Nevada se halló una riolita con abundantes venas delgadas de cuarzo, de aspecto brechoso y muy silicificada.

Las dacitas son porfíricas y seriadas (Fig. 12). Están compuestas por variables proporciones de fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo, hornblenda, biotita y clinopiroxeno incoloro en una pasta félsica formada por microlitas de plagioclasa, gránulos de minerales opacos, feldespato alcalino y cuarzo. En ocasiones la pasta tiene algo de fluidalidad. Los feldespatos presentan moderados reemplazos por arcillas, seri-

cita y/o carbonatos, mientras que los mafitos se hallan leve a moderadamente alterados a arcillas, propilita y minerales opacos. El cuarzo en general es subhedral a anhedral y es común que esté fuertemente corroído y con engolfamientos de la pasta.

En cuanto a las andesitas, son porfíricas y seriadas. Están compuestas por proporciones variadas de fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (andesina-oligoclasa), clinopiroxeno incoloro y hornblenda, en pasta (intersertal o pilotáctica) formada por microlitas de plagioclasa, gránulos de piroxeno y de minerales opacos y minerales de alteración (cloritas, carbonatos y arcillas). Como accesorios hay apatito y minerales opacos. La plagioclasa suele estar alterada a agregados sericíticos y/o arcillosos y con reemplazos por carbonatos y epidoto, mientras que los mafitos presentan leves a moderados reemplazos por agregados propilíticos y minerales opacos.

Facies piroclásticas reconocidas

Las tobas se caracterizan por tener texturas vitroclásticas y cristaloclásticas con composiciones que varían entre riolíticas y dacítico-andesíticas. Tienen alto contenido de pumicitas y trizas, generalmente desvitrificadas y alteradas a agregados arcillosos; variadas proporciones de cristaloclastos de andesina, cuarzo, feldespato alcalino y biotita; lito-



Figura 12. Afloramientos de volcanitas dacíticas del Complejo El Quemado en el lago del Desierto.

clastos de diferentes pastas volcánicas (porfíricas, seriadas, felsíticas) y escasos litoclastos accidentales sedimentarios en una matriz extremadamente fina. Generalmente no presentan soldamiento.

Las ignimbritas por lo general tienen texturas fluidales, fiammes de hasta 5 cm y aspecto moteado por la presencia de litoclastos. Corresponden a flujos piroclásticos que comprenden más de una unidad de enfriamiento. Las composiciones varían desde riolíticas a dacíticas. Los términos dacíticos tienen texturas cristaloclásticas, vitroclásticas y fluidales. En ellos se han reconocido diferentes proporciones de cristaloclastos de cuarzo, andesina y escasas biotita, anfíbol y sanidina, abundantes trizas y vitroclastos pumíceos y en menor medida litoclastos de dacitas porfíricas y en casos excepcionales muy escasas metamorfitas como componentes accidentales. La matriz es tobácea y se halla desvitrificada a agregados felsíticos. La fluidalidad está dada por la orientación de cristales y vitroclastos; la apariencia de estos últimos evidencia un soldamiento que varía entre leve y moderado. Los términos riolíticos son similares texturalmente pero contienen mayor proporción de vitroclastos, de cuarzo y de feldespato alcalino en detrimento de la plagioclasa y los mafitos.

Las brechas y aglomerados volcánicos (Fig. 13) están compuestos por clastos y bloques angulares a

subredondeados de dacitas y andesitas, de hasta 35 cm, en una matriz que suele ser fina a mediana. Por lo general son matriz soportados. Cuando la matriz es de composición dacítico-andesítica está formada por líticos de igual composición que los bloques y por cristaloclastos de andesina, cuarzo, biotita, anfíbol y piroxeno; la presencia de vitroclastos es escasa y suelen estar alterados a agregados arcillosos. En composiciones más ácidas la abundancia de anfíbol y piroxeno disminuye considerablemente hasta ser casi inexistente.

En general todas las variedades piroclásticas tienen en forma accesoria minerales opacos, apatito y circón; además, presentan alteración argílica, sercítica y carbonática que afectan tanto a cristales como a vitroclastos y matriz. Reemplazos por carbonato y clorita se observan por lo general en los mafitos, en grado variable entre fuerte y muy leve. El carbonato suele formar venillas.

Facies sedimentarias reconocidas

Intercaladas generalmente entre las unidades que componen la parte superior del Complejo se han hallado areniscas finas bien seleccionadas, formadas por granos subangulosos a subredondeados de tamaño promedio 0,2 milímetros. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y fragmentos de metamorfitas de bajo grado con abun-



Figura 13. Aglomerados volcánicos del Complejo El Quemado en la bahía de la Lancha.

dante pseudomatriz arcillosa por deformación de los fragmentos líticos.

Facies subvolcánicas reconocidas

Se cuenta con la descripción realizada por Parma (1980), quien estudió el cuerpo que aflora en el cerro Falucho y al que clasificó como una riodacita porfírica compuesta por fenocristales de oligoclasa cálcica, de cuarzo y de minerales máficos (probables piroxenos y escasa hornblenda) en una pasta microgranosa formada por un agregado de abundante feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa. También Genini (en Ramos, 1981) clasificó petrográficamente como un albitófiro al pequeño cuerpo que se encuentra al este de las lagunas Las Gemelas, en el cerro Los Cornillos (véase Fig. 23). Sacomani (1978-79) describió los diques ubicados al norte de la estancia Hevia, en la península Cancha Rayada, como dacitas porfíricas compuestas por diferentes proporciones de fenocristales de andesina-oligoclasa, anfíbol, biotita y cuarzo en una pasta microgranosa que varía de fina a muy fina, compuesta por feldespato, cuarzo, escasos mafitos y gránulos de minerales opacos. Presentan moderada a fuerte alteración sericítico-argílica en los feldespastos y clorítica-carbonática-minerales opacos en mafitos y pasta.

Geoquímica y ambiente tectónico

Este Complejo, junto al Complejo Volcánico Bahía Laura de la Patagonia Extraandina, es parte de lo que se conoce como la Provincia Chon Aike (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 1998) o más recientemente Provincia Silícea Chon Aike (Japas *et al.*, 2011).

Son escasos los datos geoquímicos disponibles, entre ellos los aportados por Pankhurst *et al.* (1998) para la Provincia Chon Aike. Estos autores reconocieron que no es sencillo aplicar un modelo petrogenético simple, pero para el Complejo El Quemado sugirieron una bimodalidad, ya que observaron que las composiciones varían desde andesitas basálticas hasta riolitas, con un *gap* entre 57 y 62% en sílice. También destacaron las bajas concentraciones de Zr y de Nb que presentan y que consideraron indicadoras de rocas riolíticas subalcalinas de arcos magmáticos.

Varios son los autores que han propuesto diferentes modelos de evolución, muchos de ellos referidos a la Provincia Silícea Chon Aike en general.

Uliana *et al.* (1985) dijeron que este Complejo representa una importante actividad volcánica subaé-

rea, acaecida en el extremo sudoccidental del Gondwana y vinculada a la fase culminante de un régimen de extensión cortical generalizado, que dio lugar a depresiones tectónicas, y que se inició en el Triásico tardío y continuó a través de la mayor parte del Jurásico.

Según Nullo (1991), este régimen de extensión se habría generado por un mecanismo conjugado de esfuerzos de transtensión - transcurrancia de sentido levógiro que dio como resultado una serie de hemigrábenes, elongados con rumbo dominante nornoroeste, reconocidos desde los 25° S hacia el sur. De acuerdo con este autor, la asociación actividad magmática - movimiento de fracturación están vinculados y habrían migrado de norte a sur, alcanzando los sectores más australes durante el Jurásico superior.

Kay *et al.* (1989) propusieron que el magmatismo de la Provincia Chon Aike se llevó a cabo sobre el margen del Gondwana y representa la refusión y el retrabajamiento de corteza acrecionada unos cientos de millones de años antes. Según estos autores, los mantos riolíticos orientales se habrían formado en un ambiente tectónico extensional en el cual magmas máficos derivados del manto y ubicados en la base de la corteza causaron la extensión y fusión de ésta provocando que se generaran magmas ácidos, que ascendieron rápidamente y que fueron eruptados como flujos ignimbríticos. En cambio, hacia el oeste y sur se habría ubicado un arco volcánico, cuya subducción activa habría comenzado en el Jurásico medio y que se habría establecido a lo largo del margen de Sudamérica. A similares conclusiones habría llegado de Barrio (1993).

Pankhurst *et al.* (1998) concluyeron que las rocas volcánicas de la Provincia Chon Aike fueron eruptadas de una corteza continental inmadura formada en el margen del Gondwana y que estarían relacionadas con la extensión litosférica causada por la ruptura del supercontinente y que la subducción en el margen pacífico pudo haber jugado un rol importante. Además, destacaron que el Complejo El Quemado tiene características más andesíticas que su equivalente oriental, dada la influencia de la subducción en el margen pacífico.

Según Rapela y Llambías (1999), este Complejo y su equivalente de la Patagonia Extraandina evidenciarían el estadio final del magmatismo Gondwánico y serían asociaciones volcánicas de arco relacionadas con la subducción proto-Andina en el borde del supercontinente.

Pankhurst y Rapela (1995), Pankhurst *et al.* (2000) y Riley *et al.* (2001) consideraron que la Pro-

vincia Silícea Chon Aike es consecuencia de la anatexis de la corteza inferior con variable contaminación de corteza superior en respuesta a eventos extensionales y térmicos que precedieron y acompañaron la ruptura del Gondwana.

En síntesis, se podría decir que las rocas volcánicas del Complejo El Quemado representan un magmatismo de arco que tuvo lugar casi en simultáneo con un proceso de extensión en el retroarco.

Relaciones estratigráficas

El Complejo El Quemado suprayace en forma transicional a la Formación El Bello, tal como se puede observar al sur del río Ñires, en la estancia del mismo nombre (fig. 14), y en discordancia angular o mediante contacto tectónico a las metamorfitas de las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo. Estos últimos contactos se pueden observar en ambos márgenes de la bahía de la Lancha y en la sierra de Sangra, respectivamente. Lo sobreyacen en forma concordante y transicional sedimentitas de la Formación Springhill y mediante discordancia erosiva la Formación Río Mayer. Esta relación se visualiza en los afloramientos ubicados al norte de la bahía de la Lancha y en la sierra de las Vacas, respectivamente.

En algunos sectores está intruido por diques oscuros asignados al Basalto Posadas.

Correlaciones y edad

Dadas sus características petrogenéticas, el Complejo El Quemado se puede correlacionar con el Complejo Volcánico Bahía Laura de la Patagonia Extraandina, aunque las dos unidades no son total-

mente sincrónicas (Hoffstetter *et al.*, 1957; Sruoga, 1989; Giacosa *et al.*, 2001). A su vez, ha sido correlacionado con las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Ibáñez de Chile (Ramos, 1979; Charrier *et al.*, 1979, entre otros), rocas que también estarían relacionadas con subducción (Suárez *et al.*, 1999, entre otros). Sin embargo, Pankhurst *et al.* (2003) sugirieron que la Formación Ibáñez sería más joven que el Complejo El Quemado, dado que obtuvieron para la primera, en la región chilena de Aysén, edades (U/Pb en circones) comprendidas entre 153 y 138 Ma.

Sin lugar a dudas, puede asegurarse que en su mayor parte el Complejo El Quemado pertenece al Jurásico. En sectores aledaños a la bahía de la Lancha se ha encontrado una arenisca fina intercalada en la parte superior del Complejo, mientras que en la parte basal de la suprayacente Formación Springhill existe la intercalación de un banco de toba dacítica de unos 30 cm de espesor. Ambos hallazgos indicarían que ambas unidades, al menos en este sector, tienen un contacto transicional. Para esta misma región, Riccardi (1976) citó la presencia de *Jabronella* aff. *michaelis* (Uhlig.) y *Neocosmoceras* sp. dentro de la Formación Springhill, fauna que pertenece al Berriasiano.

En el lago Argentino este Complejo incluye, en su parte superior, una intercalación sedimentaria que contiene *Virgatosphinctes* sp. (Feruglio, 1936-37, 1944, 1949- 1950; Leanza, 1968), que indicaría una edad kimmeridgiana superior-tithoniana inferior para dicha sección en esa localidad.

Al este del lago Fontana lo infrayacen sedimentos marinos liásicos (Ramos, 1976; Ploszkiewicz y

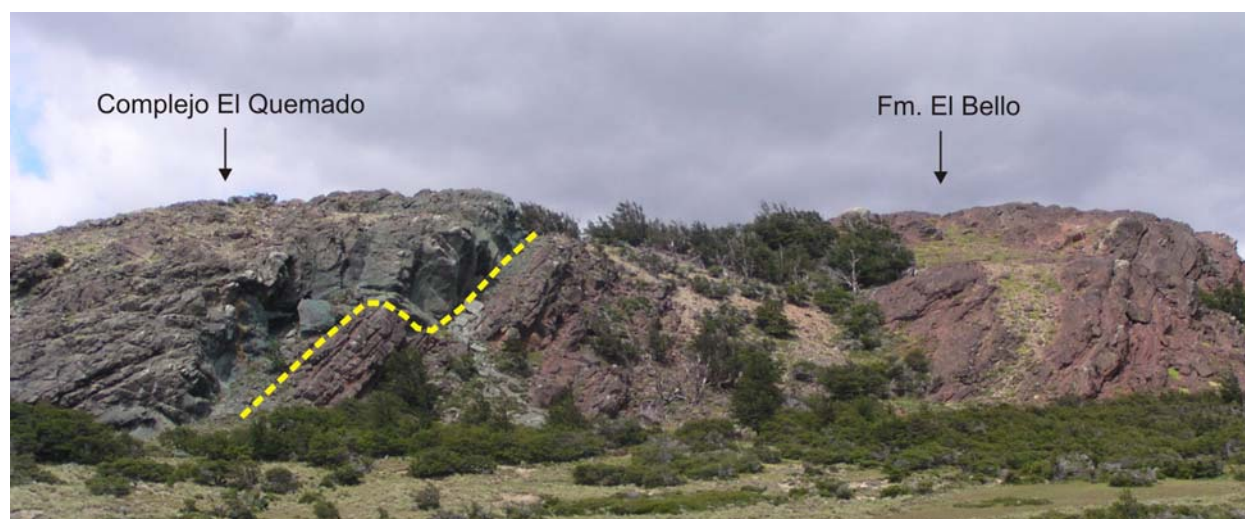


Figura 14. Contacto transicional entre la Formación El Bello y el Complejo El Quemado en la estancia Ñires.

Ramos, 1978) por lo que el límite cronológico inferior del Complejo El Quemado sería mesojurásico, conclusión a la que también llegó Riccardi (1971).

Existen para la zona dos dataciones K/Ar sobre roca total, en ambos casos correspondientes a la parte superior del Complejo, que fueron aportadas por Nullo *et al.* (1979) y por Parma (1980). Ambas edades fueron actualizadas dada la modificación de la constante de desintegración (Linares, 1977). En el primer caso la roca datada proviene de una toba dacítica de la sección superior de la sierra de Sangra y en el segundo del cuerpo riódacítico aflorante en el cerro Falucho; las edades obtenidas fueron de 162 ± 10 Ma y 166 ± 10 Ma, respectivamente. Con respecto a la primera muestra datada existe una controversia con respecto a su ubicación, ya que Ramos (1981) la sitúa entre la estancia Sierra Nevada y el puesto El Bolsón. Los valores corresponden a la parte superior del Jurásico medio (Bathoniano-Calloviano) y a la sección inferior del Jurásico superior (Oxfordiano).

Pankhurst *et al.* (2000), para la localidad tipo del Complejo El Quemado en la estancia La Unión, en la margen norte del lago Argentino, obtuvieron edades mediante análisis *shrimp* de U/Pb en circones de $154,5 \pm 1,4$ Ma y Ar/Ar de $169,5 \pm 2$ Ma y $144,6 \pm 1,4$ Ma.

Las edades radimétricas, en su conjunto, sumado al pasaje transicional entre el Complejo El Quemado y la Formación Springhill observado en la bahía de la Lancha, demuestran que este volcanismo se habría iniciado en el Jurásico medio, quizás en el Bajociano-Bathoniano y perdurado hasta el Berriasiano, al menos en el sector abarcado por esta Hoja Geológica.

2.2.1.3. Cretácico inferior

Formación Springhill (4)

Areniscas, pelitas oscuras, conglomerados finos; tobas dacíticas, lentes de carbón, calizas y tufitas subordinados

Antecedentes

La Formación Springhill fue definida por Thomas (1949 a y b) para describir los depósitos sedimentarios correspondientes al relleno inicial de la Cuenca Austral en el subsuelo de Tierra del Fuego.

Esta unidad fue descripta anteriormente y denominada por Halle (1913) como «4" en su división de la estratigrafía de la región, por Bonarelli y

Nágera (1921) como Serie Suprajurásica, y por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) como «*sedimentos fosilíferos del Titoniano*».

Posteriormente, como Formación Springhill fue mencionada por Bianchi (1967), Riccardi (1971), Ramos (1979, 1981), Kielbowicz *et al.* (1983), Arbe (1986, 1987, 1989, 2002), Nullo (1978), Nullo *et al.* (1979; 1981 a, b), Kraemer (1991) y Giacosa *et al.* (2001, 2013), entre otros.

Distribución areal

La Formación Springhill aflora en la región de la bahía de la Lancha en las inmediaciones de la ruta provincial 31, entre la estancia La Federica (fuera de la Hoja) y la estancia Sierra Nevada (fig. 16), así como en las márgenes del arroyo de La Mina.

En la margen oriental del río Fósiles se dispone en forma de faja en sentido noreste-suroeste, extendiéndose desde la desembocadura del río hasta 3 km aguas arriba. Este tipo de asomos están situados casi siempre en cercanías de fallas inversas, hecho que se atribuye a su vinculación depositacional con fallas normales en los bordes de hemigrábenes, en conjunto con las volcanitas jurásicas (Kraemer y Riccardi, 1997; Giacosa *et al.*, 2013).

El afloramiento más septentrional de la comarca se localiza en la estancia Astorga, entre el río del mismo nombre y el lago Nansen.

Litología

La litología de la Formación Springhill se describirá, fundamentalmente, sobre la base de la transcripción de dos perfiles considerados representativos.

PERFIL DEL RÍO FÓSILES

En la margen oriental del río Fósiles, en cercanías de su desembocadura, aflora una importante sucesión de rocas epiclásticas, con rumbo N-S y con altas inclinaciones, que varían entre 68° y 90° . Esta secuencia de 45 m de espesor, va de base a techo de oeste a este, y es de colores claros, castaños, rojizos y verdosos en su sector inferior.

-4,00 m Conglomerados finos polimícticos, matriz sostén; los clastos, con una disposición caótica, alcanzan 3 cm de diámetro, son subredondeados y subangulosos, con una matriz arenoso tobácea muy alterada, blanquecina y verdosa. Se intercalan bancos de areniscas conglomerádicas de hasta 30 cm de espesor, algunos de ellos contienen restos carbonosos.

-7,00 m	Pelitas negras entre las que se intercalan 4 bancos de areniscas castañas macizas de hasta 10 cm de espesor.		
-5,00 m	Areniscas medianas a gruesas con lentes carbonosos e intercalaciones de bancos pelíticos, con briznas y restos de troncos. Hacia el techo las areniscas gruesas cuarzosas, tienen rumbo norte-sur e inclinación de 68° Este.	-2,00 m	Areniscas gruesas con bancos amalgamados.
		-2,50 m	Pelitas negras.
-8,00 m	Pelitas negras laminadas, entre las que se intercalan bancos de areniscas medianas castañas de hasta 10 centímetros.	-2,00 m	Areniscas gruesas cuarzosas, gris amarillentas, en bancos delgados amalgamados con estratificación paralela, intercalados con fangolitas y delgadas capas de carbón.
-2,00 m	Areniscas medianas a gruesas con intercalaciones de pelitas negras de hasta 8 cm de potencia; hacia el techo aumenta la proporción de pelitas.	-1,00 m	Pelitas oscuras.
		-0,30 m	Toba dacítica.
-10,00 m	Areniscas castañas y rojizas en bancos amalgamados con estratificación entrecruzada débil.	-8,00 m	Banco conglomerádico fino amarillento amalgamado con clastos subredondeados de vulcanitas y subangulosos de cuarzo. Cada banco presenta una grosera estratificación entrecruzada en la parte media, así como troncos fósiles oscuros de hasta 30 cm de diámetro y 2 m de largo.
-3,00 m	Areniscas tobáceas verdes, en bancos amalgamados con estratificación entrecruzada con intercalaciones de pequeños lentes de conglomerados de hasta 5 cm con clastos bien redondeados de volcanitas y metamorfitas. La coloración hace pensar que el aporte provino de las tobas verdes del Complejo El Quemado.	30,00 m	Areniscas cuarzosas con tono amarillento claro dominante, con estratificación entrecruzada. Los bancos están amalgamados, tienen rumbo N-S e inclinan 10° al Este.
-3,00 m	Areniscas conglomerádicas castaño claras; en la base se hallaron troncos fósiles de hasta 2,50 m de largo por 50 cm de diámetro.	-2,00 m	Areniscas finas a medianas con fangolitas interestratificadas.
		-3,00 m	Calizas oscuras con restos de invertebrados fósiles marinos no determinados.
- 3,00 m	Areniscas gruesas castañas macizas, con rumbo N-S e inclinación de 70° Este.		

Posteriormente se observó una falla directa a partir de la cual la estratificación pasa a tener un rumbo N 40° E e inclinación 76° NO, y en pocos metros vuelve a cambiar su actitud con un rumbo N-S y una inclinación vertical que genera imponentes paredones en la margen del río Fósiles (fig. 17).

Continúan 15 m de areniscas medianas a gruesas blanquecinas, verdosas y rojizas con alternancia de pelitas rojizas oscuras.

Perfil en la cuesta del Chanco
(ver fig. 15)

Espesor total de 68 metros.

Base

-15,00 m	Pelitas oscuras con fisilidad.
-2,20 m	Areniscas cuarzosas medianas a gruesas con estratificación paralela y con

En el arroyo de la Mina aflora un conglomerado basal polimíctico con matriz volcánica, seguido por areniscas gruesas y tufitas, y areniscas más finas intercaladas con fangolitas y delgadas capas de carbón. Esta primera sección continental continúa con calizas arenosas, fangolitas y *wackes* (Kielbowicz *et al.*, 1983). Feruglio (1938) describió una mayor participación volcanoclástica en la composición de las rocas en la Subida del Chanco, entre las estancias La Federica y Bella Vista.

En cuanto al espesor, en la bahía de la Lancha Feruglio (1938) midió 118 m, Bianchi (1967) 150 m, Riccardi (1971) unos 70 m, mientras que Kielbowicz *et al.* (1983) calcularon 106 metros.

Paleontología

En la región de la bahía de la Lancha, Riccardi (1971) citó el hallazgo de invertebrados fósiles, pudiendo determinar la presencia de *Rotularia callosa* (Stoliczka), *Inoceramus* spp., *Entolium* cf. *argentinus* (Stant.), *Chlamys* (*Aequipecten*)

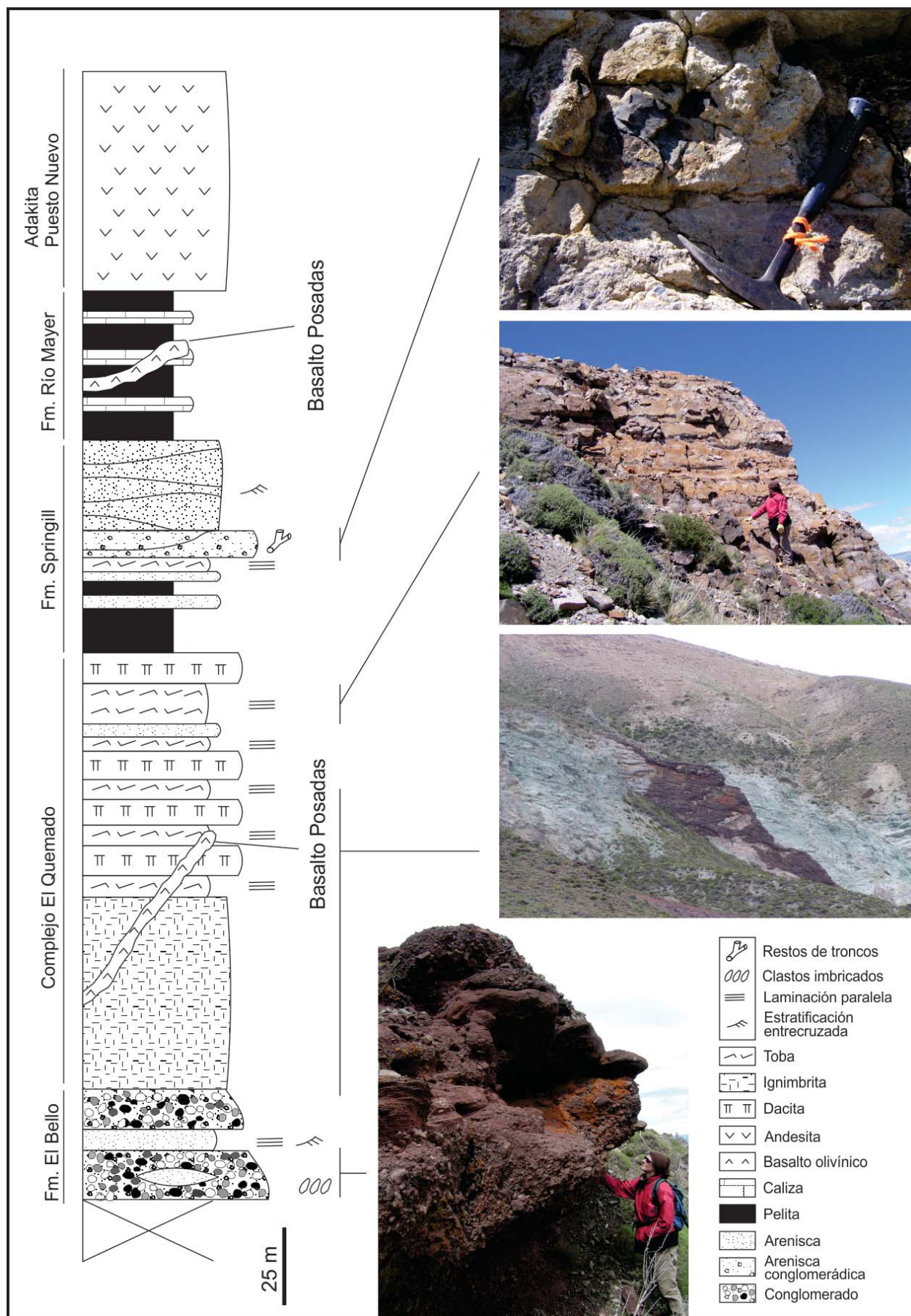


Figura 15. Perfil esquemático de las unidades aflorantes en la cuesta del Chanco, en la bahía de la Lancha.



Figura 16. Unidades formacionales en el sector oriental de la bahía de la Lancha. Vista al este.

octoplicatus (Stant.),? *Eriphyla agrioensis*? *Cucullaea* sp., *Gryphaea* sp.,? *Favrella* sp., *Belemnopsis* sp. y fragmentos de valvas. Más tarde, Riccardi (1976, 1977) mencionó algunos géneros que ubicó en el Berriasiano, como *Jabronella aff. michaelis* (Nikolov), *Delphinella* sp. (Le Hegarat), *Neocosmoceras* sp. (Blanchet), *Belemnopsis patagoniensis* (Favre) y *Belemnopsis* sp.

A 2 km al nordeste de la estancia La Lila, Kielbowicz *et al.* (1983) determinaron 18 especies de microfauna, asignándole a esta asociación una edad valanginiana. Está representada por *Lenticulina muensteri* (Roemer), *Lenticulina nodosa* (Reuss), *Astacolus mutilatus* (Espitalié y Sigal), *Astacolus microdictyotos* (Espitalié y Sigal) y *Saracenaria pravoslavlevi* (Fursenko y Polenova).

Al sur, fuera de la Hoja, Kraemer y Riccardi (1997) hallaron una fauna que indicaría edad tithoniana temprana alta a tithoniana media, representada por ejemplares de *Aspidoceras cf. andinum* (Steuer), *Aulacosphinctoides cf. smithwoodwardi* (Uhlig), *Aulacosphinctoides* sp., *Choicensisphinctes cf. erinoides* (Burckhardt) y *Subplanites* sp. En el arroyo de los Loros, Blasco *et al.* (1979) describieron fósiles también de edad tithoniana temprana alta a media correspondientes a *Aulacosphinctoides* sp., *Virgatosphinctes* sp., *Aspidoceras cf. haupti* (Krantz) y *Geukensia* ? sp., y en la estancia Helsingfors, Arbe (1986) señ

ló fósiles de edad berriasiana: *Cuyanicerias transgrediens*; *Spiticeras* sp. y *Pecten degasperii*.

Ambiente de depositación

La secuencia sedimentaria de la Formación Springhill fue depositada en un ambiente marino costero durante un ciclo transgresivo. Su base y sección inferior está constituido por depósitos fluviales de alta energía, con facies de canales con conglomerados y areniscas con estratificación entrecruzada, y pelitas carbonosas pertenecientes a la llanura de inundación. La parte más alta son facies marinas, representadas por pelitas, limolitas arenosas y areniscas finas con restos de invertebrados y trazas fósiles.

Kielbowicz *et al.* (1983) sugirieron un clima cálido y húmedo, sobre la base de la presencia de caolinita en la matriz y a la casi ausencia de feldespatos.

Giacosa *et al.* (2013) consideraron un episodio transgresivo de sentido sur a norte, dado el aumento en la proporción de facies continentales hacia el norte debido principalmente a subsidencia tectónica.

Relaciones estratigráficas

En la cuesta del Chanco se han observado contactos transicionales entre la Formación Springhill (Etcheverría y Escosteguy, 2014) y el infrayacente Complejo El Quemado, así como con la suprayacente Formación Río Mayer.

En el río Fósiles la unidad está en contacto tectónico con la Formación Bahía de la Lancha y pasa



Figura 17. Altos paredones verticales de la Formación Springhill en el río Fósiles.

transicionalmente a las sedimentitas de la Formación Río Mayer.

Edad

Sobre la base de los fósiles descritos, la edad de esta unidad sería berriasiano-valanginiana inferior en su base a valanginiana en su techo.

Según Riccardi y Roller (1980) y Arbe (2002), las edades más antiguas referidas al inicio de esta transgresión podrían alcanzar el Oxfordiano-Kimmeridgiano en el sur de la Hoja.

Formación Río Mayer (5)

Pelitas negras, areniscas limosas, calizas, margas y coquinas

Antecedentes

Esta unidad fue definida sobre la margen derecha del río Mayer por Hatcher (1897), quién reconoció unos sedimentos pelíticos duros, muy fragmentados y ricos en amonites de edad mesozoica a los que llamó *Mayer River Beds*. Posteriormente, la unidad recibió diferentes denominaciones en su his-



Figura 18. Formación Río Mayer en la estancia Ñires.

toria, ya que fue relevada y estudiada por numerosos científicos atraídos por su alto contenido fosilífero. Hauthal (en Wilckens, 1905) fue el primero en reconocer potentes bancos de lutitas negras en el río Belgrano, de los que extrajo una abundante fauna estudiada más tarde por Favre (1908a). Stolley (1912) usó el término *Meseta Schiefer* para los depósitos de la zona del lago San Martín. Continuaron los estudios Bonarelli y Nágera (1921) en las proximidades del lago San Martín; Feruglio (1931, 1949- 1950) en las cercanías del lago Pueyrredón; Frenguelli (1935) también en el lago San Martín; Piatnitzky (1938) en la cuenca del río y lago Belgrano y en el lago San Martín; Borrello (1943a) y Reverberi (1956) al noroeste del lago Pueyrredón y Flores (1961) y Bianchi (1967), también en el lago San Martín.

Finalmente, Riccardi (1971) adaptó el nombre *Mayer River Beds* a las reglas del Código de Nomenclatura Estratigráfica y denominó a esta unidad como Formación Río Mayer. Entre las investigaciones más modernas llevadas a cabo en esta unidad en la región se destacan las de Nullo (1978), Nullo *et al.* (1979), Riccardi y Roller (1980), Blasco *et al.* (1980a), Nullo *et al.* (1981 a, b), Aguirre Urreta y Ramos (1981), Arbe (1986, 1987, 1989, 2002), quien la dividió en dos miembros, Kraemer (1991),

Aguirre-Urreta (1991, 2002), Busteros (1982), Kraemer y Riccardi (1997), Richiano *et al.* (2012) y Giacosa *et al.* (2013).

Distribución areal

En la margen oriental del río Mayer se localiza la sección tipo de esta unidad, donde fue descrita por Hatcher (1897).

La Formación Río Mayer está muy bien expuesta en numerosos sectores de la Hoja Monte Tetris. Los asomos más destacables se localizan al este de la bahía de la Lancha, en la península Chacabuco, en la margen oriental del río Fósiles, en el río Caracoles, en las nacientes del río Mayer entre los ríos Capón y Carbón, a lo largo del flanco oriental de la sierra de las Vacas (fig.18), al norte de la laguna El Bello y al este del lago Nansen, en la estancia Astorga.

Litología

La Formación Río Mayer constituye una de las más importantes unidades marinas de la Hoja. Es una secuencia sedimentaria integrada por un predominio de pelitas laminadas de color gris oscuro a negro con alta fisilidad, con intercalaciones de bancos calcáreos (o margas) de hasta 4 cm, con un alto contenido de amonites y restos de troncos carboni-

zados. Muchas veces estas rocas lucen una patina rojiza por la alteración ferruginosa. En menor proporción, se encuentran areniscas limosas gris verdosas estratificadas, que contienen generalmente cefalópodos, pelecípodos y gastrópodos, con intercalaciones de bancos calcáreos de entre 5 y 40 cm de espesor. Son comunes las concreciones calcáreas castaño amarillentas y gris oscuras en su interior, elipsoidales, duras y redondeadas, con tamaños variables que alcanzan hasta 25 cm de diámetro. Es muy frecuente encontrar fósiles marinos en estas concreciones.

Nulló (1978) mencionó la presencia de micritas y niveles de coquinas intercalados en un perfil ubicado en la costa sur del lago San Martín.

Hacia el este la unidad se dispone en forma homoclinal, ocupando una faja continua en sentido N-S en el sector más oriental de la Hoja. En el este de la laguna Escondida Blasco *et al.* (1980a) estudiaron un perfil que involucra las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. En esa localidad, la primera de ellas consiste en 35 m de lutitas negras laminadas, con ocasionales niveles con concreciones de hasta 60 cm que suelen contener restos de *Hatchericeras santacruzense*. En el oeste se observaron perfiles con secuencias deformadas y disectadas por la orogenia Andina. En Punta de las Vacas, al norte de la estancia Ñires, la secuencia está fuertemente plegada.

El espesor de los perfiles a lo largo de la Hoja es variable, debido a que muchos de ellos fueron afectados por la fuerte tectónica del área. En los ríos Fósiles y Carbón los espesores no superan los 400 metros. En el río Mayer, el perfil tipo es de alrededor de 550 m, y a lo largo del flanco oriental de las sierra de las Vacas supera los 350 metros. En áreas lindantes al sur de la Hoja, sobre el lago San Martín, Bianchi (1967) y Riccardi (1971) midieron espesores máximos de 730 m y 700 m, respectivamente.

Al microscopio, en cercanías del lago San Martín, Riccardi (1971) determinó que las rocas están compuestas por material arcilloso parcialmente pigmentado por limonitas, carbonato diseminado y sericita en los planos de fisilidad. También tienen piritita diseminada y materia orgánica no oxidada.

Ambiente de depositación

Las litologías de la secuencia sedimentaria de la Formación Río Mayer corresponden a un ambiente marino de plataforma litoral de aguas someras, con un régimen de un mar abierto de aguas templadas y

restringidas de baja energía. Esta unidad correspondería a las facies profundas de la Formación Springhill.

Ramos (1979) consideró que la secuencia sedimentaria de la Formación Río Mayer representa la máxima ingresión en el desarrollo paleogeográfico de la Cuenca Austral.

El abundante material fosilífero permite inferir que las lutitas negras corresponden a un ambiente reductor, en parte euxínico, fuera de la acción del tren de olas y con escasa circulación (Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Malumián, 1982).

El estudio de los palinomorfos y dinoflagelados y el alto contenido de elementos continentales permitieron interpretar que la Formación Río Mayer corresponde a un ambiente muy cercano a la costa (Pöthe de Baldi, 1981).

Contenido paleontológico

La Formación Río Mayer contiene abundantes restos fósiles de moluscos y es cuantiosa su fauna amonitífera. También se han recolectado icnofósiles, microfósiles, restos de plantas y probables vértebras de plesiosaurios.

En la región, numerosas investigaciones han documentado el conocimiento paleontológico de la Formación Río Mayer. Entre ellos, se destacan los trabajos de Stanton (1901), Favre (1908 a y b), Stolley (1912), Halle (1913), Bonarelli y Nágera (1921), Cabrera (1927), Huene (1929), D'Erasmus (1935), Frenguelli (1935), Feruglio (1936), Piatnitzky (1938), Leanza (1967, 1968, 1969, 1970), Waterhouse y Riccardi (1970), Riccardi (1968, 1971, 1977, 1991, 2002), Riccardi *et al.* (1987), Aguirre Urreta (1985), Aguirre Urreta y Riccardi (1989), Cichowolski (2003), Kellner *et al.* (2003) y Medina *et al.* (2008).

El contenido microflorístico fue determinado por Pöthe de Baldi (1977 a y b, 1978 y 1979 a, b, c, d y e).

Desde el punto de vista icnológico, son relevantes los trabajos de Aguirre Urreta (1987), Medina *et al.* (2008) y Rechiano *et al.* (2012).

En el cuadro 1 se especifica el contenido paleontológico correspondiente al área cercana a la bahía de la Lancha, y en el cuadro 2 se indica la zonación bioestratigráfica, según Aguirre Urreta (2002).

En el área de la bahía de la Lancha está representada por la Biozona de *Hatchericeras patagonense* y las Biozonas de Asociación de *Australiceras-Tropaeum*, *Peltocrioceras deeckei*, *Aioloceras argentinum* y *Sanmartinoceras patagonicum*.

En el este de la laguna Escondida, Blasco *et al.* (1980a) hallaron ejemplares de *Hatchericeras santacrucense*.

Relaciones estratigráficas

La Formación Río Mayer se apoya en concordancia sobre la Formación Springhill al este de la bahía de la Lancha, en la ruta provincial 31 y al naciente del arroyo de la Mina, así como en la margen oriental del río Fósiles, en la estancia Sierra Nevada. En discordancia erosiva se apoya sobre el Complejo El Quemado en la península de Chacabuco, en el río Caracoles, en las nacientes del río Mayer, al oeste de lago Nansen, al sur del río Blanco, al este de la estancia Río Carbón y en el flanco oriental de la sierra de las Vacas, y en contacto tectónico con dicha unidad entre los ríos Colón Chico y Colón. Está cubierta en transición por las formaciones Río Belgrano y Kachaike. Sobre ella se apoyan, en discordancia erosiva, el Basalto de la Sierra Lobuna y la Traquita del Cerro Rosado, al oeste del río Fósiles, y pequeños asomos de depósitos glaciares y de remoción en masa en toda la extensión de la Hoja. Cuerpos subvolcánicos de la Essexita Río Carbón la intruyen a manera de filones capa y diques. Al norte de la laguna El Bello se la observa en contacto tectónico con la Formación Río Lácteo.

Edad y correlaciones

Fuera del área de la Hoja, Pöthe de Baldis (1981), sobre la base del estudio de palinomorfos y dinoflagelados, estimó que la edad correspondería al Neocomiano, con toda probabilidad al Hauteriviano-Barremiano. Posteriormente, para los afloramientos del este del lago San Martín, reconoció una edad hauteriviana. Sobre la base del contenido de foraminíferos, Malumián (1982) reconoció dos asociaciones. La primera de ellas, hallada en la base de la secuencia, contiene como representantes típicos *Lenticulina nodosa* y *Astacolus giber*, que caracterizan una edad valanginiana-hauteriviana (piso Rinconiano). La segunda asociación, representada por *Epistomina caracolla* como la forma dominante, correspondería al piso Pratiano, que se correlacionaría con el Barremiano.

Los restos de plantas hallados en la Formación Río Mayer (Baldoni y Ramos, 1981), así como los crustáceos decápodos descriptos por Aguirre Urreta y Ramos (1981), sólo permiten corroborar una edad cretácica temprana.

Ramos (1982a) propuso una edad hauteriviana-barremiana, basado en el abundante registro fosilí-

fero. Sin embargo, al norte de la cuenca la sedimentación podría haber comenzado antes, en el Valanginiano tardío. Al respecto, Aguirre Urreta y Ramos (1981) estimaron el comienzo de la deposición de la formación en la cuenca del río Roble en el Valanginiano-Hauteriviano.

Al norte de la Hoja, en el lago Pueyrredón, la Formación Río Mayer engranaría con un sector de la Formación Coyaique del territorio chileno y con la Formación Katterfeld de la región de los lagos Fontana y La Plata (Quartino, 1952 y Giacosa *et al.*, 2001). Estudios paleontológicos y bioestratigráficos realizados por Aguirre Urreta *et al.* (2007) en esta última formación en la región de Puerto Ibañez, en territorio chileno, permitieron reconocer la presencia de *Aegocrioceras-Crioceratites apricus* y *Crioceratites schlagintweiti*, de edad hauteriviana inferior alta-hauteriviana superior baja.

Sobre la base del contenido amonitifero y las relaciones estratigráficas en el ámbito de la Hoja, la Formación Río Mayer comenzó su deposición en el Hauteriviano y llegó hasta el Albiano-Aptiano.

Formación Río Belgrano (6)

Areniscas, pelitas, areniscas calcáreas, calizas y conglomerados

Antecedentes

Los depósitos de esta unidad fueron diferenciados por Hatcher (1900), quién los llamó *Belgrano beds*, por la cercanía del monte y lago Belgrano con su perfil tipo en el cañón del río Tarde. Feruglio (1931, 1949- 1950) en el río Oro, Piatnitzky (1938) en el valle del río Belgrano y más tarde, Riggi (1957) también en el río Oro, estudiaron esta unidad bajo la misma denominación.

Finalmente, Ramos (1979) propuso, para agrupar los depósitos fosilíferos marinos que siguen a las pelitas de la Formación Río Mayer, el nombre de Formación Río Belgrano, manteniendo el cañón del río Tarde como su sección tipo. Fue utilizado por Giacosa *et al.* (2001) en la descripción geológica de la Hoja situada al norte y por Blasco *et al.* (1980 a) en el estudio estratigráfico de los alrededores de la loma Pelada o cerro Sinvergüenza, al este.

Distribución areal

La Formación Río Belgrano está expuesta en forma continua a lo largo del faldeo oriental de la sierra de las Vacas (fig. 19), desde el chorrillo del

Espece	Localidad	Referencia
Aconecerátidos juveniles	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Aconoceras</i> sp.	Bahía de la Lancha Puesto Bajo Comisión Puesto La Señalada	Riccardi (1971) Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Acrioceras bonarellii</i> Leanza	Cerro Meseta	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Acrioceras nagerai</i> Leanza	Cerro Meseta	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Aioloceras argentinum</i> (Bonarelli)	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Aioloceras</i> sp. nov.	Bahía de la Lancha	Riccardi (1971) Bonarelli y Nágera (1921) Riccardi y Medina (2000)
Ancylocerátidos de gran tamaño	Cerro Los Cornillos	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Arca</i> sp.	Bahía de la Lancha	Piatnitzky (1938)
<i>Aucellina</i> cf. <i>radiatostrata</i> Bonarelli	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Aucellina coquandiana</i> (D'Orbigny) var. <i>radiatostrata</i> Bonarelli	Bahía de la Lancha	Piatnitzky (1938)
<i>Aucellina hughendenensis</i> (Etheridge)	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Aucellina radiatostrata</i>	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Belemnopsis</i> sp.	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Belemnopsis</i> cf. <i>gladiatoris</i>	La Federica	Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Belemnopsis madagascariensis</i>	Bahía de la Lancha	Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Belemnopsis patagoniensis</i> (Favre)	Río Carbón	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Bivalvos</i> indet.	Puesto La Señalada Puesto Bajo Comisión	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Cleonicerias santacruzense</i> Leanza	Bahía de la Lancha	Leanza (1970)
Crustáceos decapados indet.	Puesto Bajo Comisión	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Dimitobelus</i> aff <i>stimulus</i>	Bahía de la Lancha	Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Discohoplites</i> (?) <i>dubius</i> Leanza	Lago San Martín	Leanza (1970)
<i>Douvilleiceras</i> sp.	Lago San Martín	Riccardi y Medina (2000)
<i>Entolium</i> sp.	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Eogaudryceras</i> (<i>Eogaudryceras</i>) <i>hertleini</i> (Wiedman)	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Favrella americana</i> (Favre)	Bahía de la Lancha	Favre (1908 a y b) Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Favrella</i> sp.	Río Carbón	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Favrella wilckensi</i> (Favre)	Bahía de la Lancha	Favre (1908 a y b)
<i>Feruglioceras piatnitzkyi</i> Leanza	Lago San Martín Puesto La Señalada	Feruglio (1936) Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Flustrella</i> sp.	Bahía de la Lancha	Riccardi (1971)
" <i>Haplospondylus</i> " <i>clupeoides</i>	Cerro Meseta	Cabrera (1927)
Gastrópodos indet.	Cerro Los Cornillos	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)

<i>Hatchericeras</i> sp.	Bahía de la Lancha	Leanza (1967) Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Hatchericeras patagonense</i>	Bahía de la Lancha	Parent (1991)
<i>Helicancylus bonarellii</i>	Bahía de la Lancha	En Aguirre-Urreta (1991)
<i>Helycancylus patagonicum</i> (Stolley)	Cerro Meseta	Stolley (1912), Piatnitzky (1938)
<i>Helycancylus patagonicum</i> (Stolley)	Lago San Martín	Stolley (1912), Piatnitzky (1938)
<i>Inoceramus concentricus</i> Park	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Lenticulina</i> sp.	Bahía de la Lancha	Riccardi (1971)
Litocerátido indet.	Puesto Bajo Comisión	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Lithancylus guanacoense</i>	Bahía de la Lancha	Aguirre-Urreta y Riccardi (1989)
<i>Maccoyella bonarellii</i> (Leanza)	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Neocomites</i> sp.	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Neodeshayesites</i> aff. <i>stutzeri</i> (Riedel)	Bahía de la Lancha	Riccardi (1971)
<i>Neohibolites</i> cf. <i>semicanaliculatus</i> (Blainville)	Bahía de la Lancha	Stolley (1912)
<i>Nodosaria</i> sp.	Bahía de la Lancha	Riccardi (1971)
<i>Olcostephanus</i> aff. <i>Olcostephanus</i> aff. <i>O atherstoni</i> (Sharpe)	Río Carbón Cerro Los Cornillos	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Palaeastacus</i> sp.	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Palaeastacus terraereginae</i> (Ethereidge)	La Muralla	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Panopea</i> sp.	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Parasilesites desmoceratoides</i> (Stolley)	Bahía de la Lancha	Stolley (1912)
<i>Parasilesites russoi</i> Leanza	Lago San Martín	Leanza (1970)
<i>Parasilesites turici</i> Leanza	Lago San Martín	Leanza (1970)
Pelecípodos indet.	Cerro Los Cornillos	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Peltocrioceras deeckeii</i> (Favre)	La Federica, Puesto Bajo Comisión, Puesto La Señalada, La Muralla	Favre (1908 a y b) Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Peltocrioceras sarasini</i> (Favre)	Lago San Martín	Favre (1908 a y b)
<i>Pinna</i> sp.	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Phylloceras</i> sp.	Cerro Los Cornillos	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Ptilophyllum acutifolium</i> (Morris) Oldham	Arroyo de la Mina	Frenguelli (1935)
<i>Ptilophyllum hislopi</i> (Oldham)	Bahía de la Lancha	Frenguelli (1935)
<i>Ptychoceras</i> sp.	Bahía de la Lancha	En Aguirre-Urreta (1991)
<i>Puzosia</i> sp.	Lago San Martín	Riccardi y Medina (2000)
<i>Rossalites imlayi</i> (Leanza)	Bahía de la Lancha	Leanza (1970)
<i>Rotularia callosa</i> (Stoliczka)	Bahía de la Lancha	Bonarelli y Nágera (1921)
<i>Sanmartinoceras</i> sp.	Bahía de la Lancha	Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Sanmartinoceras patagonicum</i> Bonarelli	Bahía de la Lancha Puesto Bajo Comisión Puesto La Señalada	Parent (1991) Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Sanmartinoceras walshense</i>	La Federica	En Aguirre-Urreta (1991)
<i>Silesites desmoceratoides</i> (Stolley)	Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)

<i>Sinzovia leanzai</i>	Bahía de la Lancha	En Aguirre-Urreta (1991)
<i>Sinzovia piatnitzkyi</i>	Bahía de la Lancha	En Aguirre-Urreta (1991)
<i>Tetragonites heterosulcatus</i>	La Federica	Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Toxoceratoides</i> sp.	Puesto Bajo Comisión Puesto La Señalada, La Muralla, Cerro Los Cornillos	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Toxoceratoides nagerai</i>	La Federica	Riccardi <i>et al.</i> (1987)
<i>Trigonia</i> sp.	La Muralla Puesto La Señalada	Aguirre-Urreta y Ramos (1981)
<i>Turnus</i> sp.	Bahía de la Lancha	Leanza (1970)

Cuadro 1. Listado de fósiles de la Formación Río Mayer hallados en áreas de la Hoja.

Edad		Biozona	Especies de la Asociación	bahía de la Lancha
Albiano	Medio	Zona de asociación <i>Sanmartinoceras patagonicum</i>	<i>Sanmartinoceras patagonicum</i> Bonarelli	X
			<i>Feruglioceras piatnitzkyi</i> Leanza	X
	Inferior	Zona de asociación <i>Aioloceras argentinum</i>	<i>Aioloceras argentinum</i> (Bonarelli)	X
			<i>Sinzovia leanzai</i>	X
			<i>Rossalites imlayi</i> (Leanza)	X
			<i>Beudanticeras rollerii</i> Leanza	X
			<i>Cleoniceras santacrucense</i> Leanza	X
Aptiano	Superior	Zona de asociación <i>Peltocrioceras deeckeii</i>	<i>Peltocrioceras deeckeii</i> (Favre)	X
			<i>Helycancylus patagonicum</i> (Stolley)	X
			<i>Lithancylus guanacoense</i>	X
			<i>Sinzovia piatnitzkyi</i>	X
			<i>Ptychoceras</i> sp.	X
			<i>Tetragonites heterosulcatus</i>	X
			<i>Feruglioceras piatnitzkyi</i> Leanza	X
	Inferior	Zona de asociación <i>Australiceras-Tropaeum</i>	<i>Sanmartinoceras walshense</i>	X
			<i>Sanmartinoceras</i> sp.	X
			<i>Helicancylus bonarellii</i>	X
			<i>Toxoceratoides nagerai</i>	X
Barremi	Superior	Zona de <i>Hatchericeras patagonense</i>	<i>Hatchericeras patagonense</i>	X
	Inferior		<i>Hatchericeras</i> sp.	X
Hauteriviano	Superior	Zona de asociación de <i>Favrella wilckensi</i>	<i>Favrella wilckensi</i> (Favre)	X
	Inferior	Zona de asociación de <i>Favrella americana</i>	<i>Favrella americana</i> (Favre)	X
			<i>Belemnopsis patagoniensis</i>	X
			<i>Belemnopsis madagascariensis</i>	X

Cuadro 2. Zonación bioestratigráfica de la Formación Río Mayer en el área de la Hoja, sobre la base del trabajo de Aguirre-Urreta (2002).

Medio, al noreste de la estancia Ñires, hasta el límite norte de la Hoja. Hay buenos asomos en las nacientes del río Lista, en inmediaciones de la estancia La Florida.

Litología

La Formación Río Belgrano es una secuencia sedimentaria granocreciente que contiene varios niveles fosilíferos. Comienza con areniscas verdosas, de grano fino a mediano, dispuestas en bancos de hasta 1,20 m de espesor, con estratificación paralela, con intercalaciones de areniscas limosas y de pelitas grisáceas con laminación paralela y de delgados estratos de areniscas calcáreas y calizas. Son portadoras de algunos niveles con bivalvos y tienen abundante bioturbación. En esta secuencia inferior son frecuentes las concreciones elipsoidales de color pardo de areniscas calcáreas, que en su interior contienen comúnmente amonites.

En la parte media se observaron areniscas verdes, castañas, rojizas y grises, de grano mediano a grueso, estratificadas, y algunos bancos amarillentos, de hasta 80 cm de espesor, intercalados con lentes de conglomerados de hasta 30 cm con un alto contenido de clastos de basamento y con bivalvos.

El sector más alto está constituido por areniscas rojizas de grano grueso, intercaladas con lentes de conglomerados, con presencia de abundantes restos de troncos silicificados. La potencia de esta secuencia al norte de la Hoja es de alrededor de 145 metros.

Ambiente sedimentario

En la región del lago Salitroso, ubicado al norte, fuera de la Hoja, Aguirre Urreta y Ramos (1981) interpretaron que la unidad fue generada en un ambiente proximal a la línea de costa, con litofacies características de ambientes de playa y canales de marea, que hacia el norte engranarían con las facies continentales de la Formación Springhill las cuales en su parte superior presentan evidencias de un ambiente deltaico con influencias marinas (Giacosa *et al.*, 2001).

Contenido paleontológico

La Formación Río Belgrano contiene restos fósiles de cefalópodos, pelecípodos y gastrópodos (Stanton, 1901; Riggi, 1957). También son numerosos los registros micropaleontológicos de Gimnospermas y Dinoflagelados (Pöthe de Baldi, 1982).

En el sector del chorrillo Rivera, en el límite nororiental de la Hoja, al sur del lago Burmeister, se ha reportado la presencia de concreciones con amonites bien conservados, que pertenecen a *Hatchericeras patagonense*, *Cryptocrioceras yrigoyeni* y *Sanmartinoceras africanum insignicostatum* (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981; Riccardi *et al.*, 1987), y se preservan también crustáceos decápodos asignados a *Palaeastacus terraereginae*. En el techo de este perfil, Ramos (1981) halló un ejemplar perteneciente a *Hatchericeras patagonense* de 70 cm de diámetro. También se han hallado restos de vertebrados fósiles, piezas de huesos del antebrazo de un pterosaurio (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981), más tarde asignados a *Ornithocheiridae*. Posteriormente, Alexander *et al.* (2003) recolectaron restos de *Pteranodontoidae* del miembro *Anhangueridae*.

Al este de la laguna Escondida, a escasos cientos de metros del límite oriental de la Hoja, en el área de la estancia Tucu-Tucu, Blasco *et al.* (1980a) estudiaron un perfil de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. En esta última hallaron ejemplares de los amonites *Sanmartinoceras patagonicum*, *Colchidites* cf. *C. colchicus*, *Emericiceras* sp. y *Tropaeum* aff. *T. bowerbanki*.

Relaciones estratigráficas

En cuanto a sus relaciones estratigráficas, es transicional con las pelitas negras de la Formación Río Mayer y una discordancia erosiva la separa de las sedimentitas de las formaciones Río Tarde y Kachaike.

Correlaciones y edad

Sobre la base del registro fosilífero determinado en el perfil del chorrillo Rivera (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981), en esa localidad comenzaría la secuencia en el Barremiano inferior, pudiendo llegar hasta el Aptiano inferior (Ramos, 1982a). Una edad algo diferente estimaron Blasco *et al.* (1980a) mediante el estudio de los fósiles de la estancia Tucu-Tucu, ya que determinaron que el límite entre las formaciones Río Mayer y Río Belgrano estaba ubicado en el Barremiano superior y que esta última unidad, en coincidencia con Aguirre-Urreta y Ramos (1981) y Ramos (1982a), habría continuado hasta el Aptiano inferior.

Más tarde, Ghiglione *et al.* (2014) obtuvieron edades U-Pb en circones detríticos que evidencian una edad máxima de sedimentación de 122 Ma (Aptiano).

2.2.1.4. Cretácico inferior - cretácico superior

Formación Río Tarde (7)

Areniscas finas a medianas, areniscas tobáceas, conglomerados finos y tobas

Antecedentes

Cabe el mérito a Hatcher (1900) en reconocer esta unidad, a la que dividió en dos secciones: «*Upper Conglomerates*» y «*Variegated Sandstones beds*». Ambas fueron reunidas por Ramos (1979) en la Formación Río Tarde. Ramaccioni (1929) reconoció esta unidad al sur del lago Posadas, y destacó su característico aspecto similar al «Chubutiano». Posteriormente, diversos autores, como Feruglio (1931, 1938, 1949-1950), Borrello (1943a), Reverberi (1956), Riggi (1957) y Bianchi (1967) entre otros, designaron estos depósitos como Chubutense. Homoc (1980) levantó perfiles en detalle de esta unidad en los afloramientos ubicados en el cañón del río Tarde. Riccardi y Roller (1980) homologaron estos depósitos con la Formación Pari Aike, criterio que fue descartado por Ramos (1982a) por las notables diferencias litológicas y de edad entre ambas unidades. Este último autor propuso la sección tipo en el cañón del río Tarde, donde alcanza su mayor desarrollo y exposición. Allí distinguió dos miembros: el inferior y superior, ambos

compuestos por sedimentitas sin y con aporte tobáceo, respectivamente.

Otros antecedentes que cabe mencionar son los trabajos de Arbe (1987, 1989), quien restringió el uso de Formación Río Tarde para el miembro inferior.

Giacosa *et al.* (2001) mapearon los afloramientos de la unidad en la región de los lagos Belgrano y Posadas, al norte de la Hoja.

Los afloramientos más septentrionales de la unidad fueron descriptos por Escosteguy *et al.* (2003) en las inmediaciones de la confluencia de los ríos El Zeballos y Jeinemeni, al sur del lago Buenos Aires.

Distribución areal

La Formación Río Tarde está muy bien expuesta en una faja N-S de unos 14 km de largo, situada en el faldeo oriental de la sierra de las Vacas. Se extiende desde el sur del río Lista en forma continua hasta el límite norte de la Hoja. Se han observado buenos asomos en cercanías de la estancia La Florida y al norte del arroyo Carbón.

Litología

La Formación Río Tarde está constituida por una secuencia granodecreciente de aproximadamente 140 m de espesor, con gran extensión lateral. La



Figura 19. Unidades cretácicas frente a la estancia Ñires.

base comienza con 7 m de conglomerados finos verdosos (fig. 20), con estructuras de corte y relleno. Los clastos, de entre 1 y 3 cm de diámetro, son redondeados, están imbricados y litológicamente están compuestos por volcanitas y metamorfitas, con menores proporciones de cuarzo blanquecino. Continúan areniscas gruesas con estructuras entrecruzadas en artesa de bajo ángulo (fig. 21). Hacia la parte más alta de este paquete conglomerádico comienzan a aparecer intercalaciones de areniscas castaño amarillentas medianas a gruesas, con rumbo N 10° E e inclinación 43° Este. Pasan finalmente a una potente secuencia, monótona, blanquecina pero con tonalidades claras verdosas, rosadas y amarillentas, constituidas por areniscas finas a medianas y areniscas tobáceas, con laminación paralela, en la que se intercalan bancos tabulares de tobas vitroclásticas y líticas, de fractura irregular, con un alto contenido de moldes de restos de hojas indeterminadas. Cerca del techo se han observado restos de troncos petrificados de hasta 80 cm de diámetro.

Ambiente sedimentario

La sección inferior de la Formación Río Tarde fue parte de un sistema fluvial de alta energía, propio de un abanico aluvial, con facies de conglomerados y estructuras de corte y relleno. En sus sec-

ciones media y superior imperan los niveles de menor energía, en facies de planicie de inundación con una significativa participación piroclástica.

Relaciones estratigráficas

Una discordancia erosiva separa esta unidad de la Formación Río Belgrano, distinguible por el cambio de las características litológicas. Pasa en forma transicional a la unidad suprayacente, la Formación Cardiel.

Al sur del río Lista, la Formación Río Tarde ingresa lateralmente con la Formación Kachaike.

Correlaciones y edad

Desde las primeras investigaciones, muchos autores, desde Hatcher (1900) a Feruglio (1931, 1949- 1950), Borrello (1943a), Riggi (1957) y Ricardi y Rollieri (1980), han otorgado a esta unidad una edad cretácica superior. Hogg (en Volkheimer, 1968) fue el primero en reconocer que los estratos aflorantes en el lago Pueyrredón contenían microfloras de edad cretácica temprana. Ramos (1982a) asignó la Formación Río Tarde al Aptiano-Albiano inclusive, sobre la base de su correlación con la Formación Kachaike de edad aptiana (Ramos, 1981).

Posteriormente, dataciones radimétricas K/Ar sobre biotita y plagioclasas realizadas en rocas de la



Figura 20. Conglomerados de la base de la Formación Río Tarde, al norte del río Lista.



Figura 21. Estructuras sedimentarias de la Formación Río Tarde, al norte del río Lista.

sección superior dieron valores de $97,1 \pm 3,8$ y $99,1 \pm 5,6$ Ma, correspondientes al Albiano tardío-Cenomaniano temprano (Ramos y Drake, 1987).

Por lo tanto, se asigna la Formación Río Tarde al Albiano-Cenomaniano.

Formación Kachaike (8)

Areniscas, piroclastitas, tufitas y conglomerados finos

Antecedentes

Fue Stolley (1912) quién reconoció por primera vez estos depósitos y los señaló con el nombre de *Meseta Sandstein*. Seguidamente, Halle (1913) le asignó el número «6» en su esquema estratigráfico. Más tarde, Bonarelli y Nágera (1921) se refirieron a ellos ligeramente en su Serie Cretácea, y posteriormente Piatnitzky (1938) analizó con más detalles a esta unidad.

Feruglio (1938, 1944) la investigó minuciosamente y denominó Estratos de Kachaike a estos sedimentos marinos y continentales, cuya base comienza con un horizonte que contiene *Actaeonella patagónica*, los correlacionó espacialmente con la Formación Piedra Clavada. Posteriormente, Bianchi (1967), basándose en la edad, ubicó estos sedimentos en el Miembro Sierra Baya de la Formación Lago

San Martín, en tanto que los Estratos de Kachaike de Feruglio, los llamó Formación Piedra Clavada.

Riccardi (1971) formalizó la designación de la unidad y la denominó Formación Kachaike, de acuerdo con las recomendaciones del Código Estratigráfico, con un perfil tipo que se localiza en las inmediaciones de la estancia Kachaike, al este de la bahía de la Lancha, a unos 15 km al sur del límite austral de la Hoja. Años después, Nullo *et al.* (1981 a y b) la denominaron Arenisca de la Meseta, en las cercanías de esta sección y en otros asomos del cerro Meseta.

En este trabajo se respeta la nomenclatura de Bianchi (1967) y Riccardi (1971), siguiendo también la opinión de Giacosa *et al.* (2013) en la descripción de la Hoja El Chaltén.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja esta unidad aflora en forma continua desde la bahía de la Lancha hasta las nacientes del río Mayer y el portezuelo del río Carbón (fig. 22), con muy buenas exposiciones. También hay exposiciones un poco más al oeste, en el río Capón, y desde allí hasta las cercanías del lago Narváez.

La Formación Kachaike también está muy bien expuesta en una faja N-S de unos 22 km de largo, situada a un par de kilómetros del faldeo oriental de

la sierra de las Vacas. Se extiende desde el río Ñires en forma continua hasta las cercanías del río Lista.

Litología

La Formación Kachaike es una secuencia sedimentaria y piroclástica, compuesta mayormente por areniscas claras de grano fino a grueso, blanquecinas con tonalidades verdosas, grises y amarillentas, dispuestas en una alternancia de bancos estratificados con laminación paralela y estratos sin estructuras internas visibles, entre las que se intercalan tobas blanquecinas y tufitas grisáceas de grano fino.

La base comienza con bancos de areniscas claras y blancas verdosas, finas a medianas, con laminación paralela, con abundante contenido fosilífero de bivalvos y de restos de amonites; estos últimos están incluidos en concreciones similares a las que se encuentran en la Formación Río Mayer. La parte media posee una mayor participación de tobas y tufitas, y hacia el techo la granulometría aumenta, ya que en la sección superior se observan areniscas de grano mediano a grueso y conglomerados finos con clastos redondeados de metamorfitas de las formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha. Hacia el techo de la secuencia hay una importante participación de material carbonoso en donde se pueden identificar tallos y troncos. Se estima un espesor aproximado de 350 metros.

Al microscopio, las areniscas fueron clasificadas como arenitas volcánicas (Sacomani, 1982), constituidas por abundantes clastos de rocas volcánicas, ignimbritas y metamorfitas, con granos subangulosos, en gran parte corroídos. Presentan cuarzo ígneo, escaso feldespato alterado y una reducida cantidad de pequeños vitroclastos desnaturalizados, todos ligados por finos agregados arcillosos y óxido de hierro.

En bahía Chacabuco, Giacosa *et al.* (2013) han clasificado a las areniscas como arenitas cuarzo-feldespáticas y wackes, mientras que las piroclásticas son tufolitas y tufitas de afinidad ácida, con abundante cuarzo mono y policristalino, seguido en menor proporción por muscovita, magnetita, feldespatos (plagioclasa y ortoclasa) alterados, mafitos y glauconita. Los clastos líticos son fragmentos de metamorfitas de bajo grado integrados por cuarzo, sericita y plagioclasa, y en menor medida fragmentos de volcanitas; también se observan algunas trizas vítreas. Por su parte, la matriz está constituida por calcita, zeolitas, material piroclástico y un material amorfo no identificado, probablemente silíceo; el pigmento hematítico es abundante.

Ambiente sedimentario

El ambiente de sedimentación de esta unidad es mixto, ya que pasa de un ambiente litoral costero a otro continental fluvial, con diversas oscilaciones del nivel del mar hasta su retiro definitivo en su parte superior, con la implantación de sistemas fluviales en un ambiente netamente continental. Aparentemente los cursos fluviales indicarían una procedencia del sector occidental por primera vez en la evolución cretácica de la cuenca (Aguirre-Urreta y Ramos, 1981).

Según Giacosa *et al.* (2013), la Formación Kachaike está integrada por sedimentitas correspondientes a la regresión marina de fines del Cretácico temprano en la Cuenca Austral. Están expuestos arreglos sedimentarios progradantes que pasan hacia la cuenca a facies deltaicas distales y de plataforma interna de la Formación Lago Viedma (Arbe, 2002). Si bien no se han realizado estudios de paleocorrientes, se considera que el aporte de sedimentos provino desde el norte y noroeste. El contenido de material piroclástico podría derivar del volcanismo del Grupo Divisadero.

Paleontología

La Formación Kachaike contiene abundantes restos fosilíferos de moluscos y cefalópodos, con niveles portadores de fósiles vegetales, macro y microscópicos.

En el ámbito de la Hoja, en Bajo Comisión, en la estancia Sierra Nevada, Halle (1913) describió una numerosa asociación florística, con esporas y presencia de angiospermas. Con posterioridad, estos asomos fueron investigados por Pöthe de Baldi (1978), Baldoni y Ramos (1981), Longobucco *et al.* (1985) y Archangelsky *et al.* (2012), entre otros.

Halle (1913) describió la siguiente flora obtenida de areniscas ubicadas en la parte inferior de la secuencia: *Marchantites hallei*, *Nathorstia alata* Halle, *Nathorstia pectinata*, *Gleichenites* sp., *Cladophlebis patagónica*, *Sphenopteris* sp., *Ginkgoites skottsbergii*, *Gleichenites sanmartini*, *Sphenopteris patagonica*, *Asplenites lanceolatus*, *Ptilophyllum acutifolium*, *Arthrotaxites ungeri* y *Elatocladus* sp.

Pöthe de Baldi (1978) mencionó la presencia de los palinomorfos (granos de polen) *Classopollis simplex* y *Cyclusphaera psilata*.

En la sección tipo de la Formación Kachaike, pocos kilómetros fuera de la Hoja, Rebasa (1982) describió una abundante microflora compuesta por: Esporas: *Appendicisporites* sp. cf. *A. spinosus*, *Appendicisporites* sp. cf. *A. erdtmanii*,

Appendicisporites sp.cf. *A. potomacensis*, *Aequitriradites verrucosus*, *Aequitriradites spinolosus*, *Balmeiopsis limbatus*, *Baculatisporites comaumensis*, *Cicatricosisporites australiensis*, *Cicatricosisporites baqueroensis*, *Cicatricosisporites hughesii*, *Cicatricosisporites ticoensis*, *Cicatricosisporites venustus*, *Cicatricosisporites* sp. cf. *C. ethmos*, *Cicatricosisporites* sp., *Clavatipollenites hughesii*, *Concavissimisporites* sp. cf. *C. variverrucatus*, *Concavissimisporites* sp., *Contignisporites cooksoni*, *Contignisporites* sp., *Couperisporites complexus*, *Crybelosporites punctatus*, *Crybelosporites striatus*, *Crybelosporites* sp. cf. *C. barberioides*, *Crybelosporites* sp. cf. *C. truncatus*, *Cyatheacidites hughesii*, *Cycopodiumsporites* sp., *Densoisporites corrugatus*, *Densoisporites velatus*, *Foraminisporis asymmetricus*, *Foraminisporis dailyi*, *Gleicheniidites senonicus*, *Gleicheniidites* sp., *Interulobites triangularis*, *Muricingulisporis* sp. cf. *Annulata*, *Osmundacidites wellmanni*, *Perotrilites majus*, *Pilosisporites trichopapilosus*, *Staplinisporites caminus*, *Taurocusporites segmentatus*, *Trilobosporites purvulentus*, *Trilobosporites reticulatus*, *Trilobosporites trioreticulatus*, *Triporoletes reticulatus*

Granos de polen: *Araucariacites australis*, *Callialasporites trilobatus* f. *dampieri*, *Callialasporites trilobatus* f. *tenuisccatus*,

Callialasporites trilobatus f. *segmentatus*, *Callialasporites trilobatus* f. *trilobatus*, *Classopollis* sp., *Crybelosporites* sp., *Cyclusphaera* sp., *Cyclusphaera psilata*, *Liliacidites* sp., *Microcachrydites antarcticus*, *Microcachrydites* sp., *Monosulcites* sp., *Podocarpidites ellipticus*, *Podocarpidites* sp., *Trisaccites microsaccatus*, *Vitreisporites pallidus*, *Megasporas*, *Arcellites disciformis*, *Arcellites* sp. aff. *A. nudus*, *Balmeisporites holodictyus*, *Dictyotolakos* sp., *Erlansonisporites sparassis*, *Henrisporites* sp., *Hortisporites* sp., *Minerisporites* sp. cf. *M. marginatus*, *Minerisporites* sp., *Paxillitriletes* sp. *A.*, *Tenellisporites* sp. aff. *T. tenellus*, *Rotíferos?* – *Pseudocelomados*, *Schizosporis reticulatus*

Dinoflagelados: *Achomosphaera* sp., *Callaiosphaeridium asymmetricum*, *Cannosphaeropsis* sp., *Cleistosphaeridium ancoriferum*, *Cleistosphaeridium polypes*, *Criboperidinium orthoceras*, *Criboperidinium* sp., *Florentinia* sp. cf. *F. radiculata*, *Hystrichodinium* sp., *Hystrichosphaeridium arundum*, *Odontochitina operculata*, *Oligosphaeridium complex*, *Oligosphaeridium dividuum*, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *Spiniferites granomembranaceus*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., *Chlorococcales*, *Botryococcus* sp.

Taoflora: *Apterocladus lanceolatus*, *Araucarites* sp.(semillas), *Brachyphyllum* sp., *Cladophlebis*



Figura 22. Potentes afloramientos de la Formación Kachaiké al norte del portezuelo del río Carbón.

antártica, *Cladophlebis kurtzii?*, *Cladophlebis patagónica*, *Sphenopteris* sp. cf. *S. nordenskjoeldii*, *Filicopsida* «*incertae sedis*».

Entre otros, Bonarelli y Nágera (1921), Piatnitzky (1938), Levy (1967), Medina (1987), Riccardi *et al.* (1987) y Aguirre Urreta (2002) ilustraron la fauna de la Formación Kachaíke.

Relaciones estratigráficas

Al oeste del río Fósiles se puede observar el pasaje transicional de las pelitas negras de la Formación Río Mayer a las areniscas de la Formación Kachaíke.

La Formación Kachaíke pasa en forma transicional a la Formación Cardiel, si bien hacia el este y sur de la cuenca la relación es discordante. En algunos sectores la cubren las coladas del Basalto Posadas.

Edad

Bonarelli y Nágera (1921) le asignaron a estas rocas una edad albiana media por la presencia de *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli.

Sobre la base de un estudio minucioso de la palinología en los asomos del Bajo Comisión, Archangelsky *et al.* (2012) consideraron que queda por demostrar si el nivel más alto pudo haberse depositado durante la base del Cenomaniano o bien corresponde íntegramente al Albiano, aunque la relación transicional que guardan estos depósitos con los de la Formación Cardiel, avalaría la primera alternativa.

2.2.1.5. Cretácico Superior

Formación Cardiel (9)

Areniscas, pelitas, tobas, tufitas y conglomerados

Antecedentes

Los depósitos de esta unidad corresponderían a los *Guaranitic beds* de Hatcher (1897 y 1900) descritos a lo largo del río Chico, al este de la Hoja. Posteriormente fueron denominados *Gres Bigarrés* por Ameghino (1906). Más tarde, en la meseta de Kachaíke, Feruglio (1938) y Piatnitzky (1938) describieron sedimentos continentales abigarrados con dinosaurios, sobre sedimentitas marinas, los que fueron denominados como Chubutiano por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938). En el mismo lugar, Turic (1969) incluyó estos depósitos en el miembro superior de su Formación Puesto El Moro, donde levantó el perfil tipo. Russo y Flores (1972) fueron los

que formalizaron el nombre de Formación Cardiel en las barrancas de la depresión circundante al lago Cardiel. Después, Nullo (1978), Ramos (1978, 1979, 1981, 1982b), Arbe (1987) y Giacosa *et al.* (2001, 2013), entre otros, continuaron con la propuesta de Russo y Flores (1972).

Distribución areal

La secuencia sedimentaria de la Formación Cardiel está ampliamente representada en el noroeste de la Hoja.

En el sector sureste de la comarca, al oeste del cerro Bayo, se hallan los asomos más australes. Otros afloramientos conspicuos están situados en la margen occidental del río Fósiles, en ambas laderas de la sierra Lobuna y en las nacientes del río Mayer.

Litología y ambiente de deposición

En la cuenca del río Fósiles se pudo observar que esta unidad comienza con areniscas rojizas y castaño rojizas, de grano mediano a grueso, con intercalaciones de lentes conglomerádicos finos y de arcilitas. Luego siguen areniscas finas grises y rojizas, muy friables, con intercalaciones de delgados bancos de pelitas con lentes carbonosos, y hacia la parte superior, areniscas castaño rojizas con lentes de limolitas oscuras, tufitas y tobas ácidas claras con tonalidades rojizas. En este sector el espesor del perfil tiene aproximadamente 280 metros. Los afloramientos más orientales de la Hoja poseen un mayor predominio pelítico.

La Formación Cardiel está constituida por una secuencia sedimentaria de origen continental fluvial de baja energía con presencia de facies de planicies de inundación, con una escasa participación piroclástica.

Paleontología

Esta unidad tiene un bajo contenido de fósiles, en la Hoja sólo se hallaron restos de troncos petrificados mal conservados. Sin embargo, hacia el norte, Hatcher (1897, 1900) encontró gran cantidad de restos de dinosaurios que no pudo determinar taxonómicamente.

Piatnitzky (1938) halló un fémur de saurópodo en la península Las Tunas del lago Cardiel. Más tarde, en la misma zona Ramos (1982b) mencionó que es común en las pelitas el hallazgo de restos de dinosaurios.

Al sur de la Hoja, Giacosa *et al.* (2013) hallaron restos de dinosaurios y troncos petrificados que no determinaron.

Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Cardiel se dispone en forma transicional sobre las formaciones Río Tarde y Kachaike, aunque con esta última, hacia el este y sur de la Hoja, la relación es discordante. Infrayace, en forma discordante, a la Formación Río Lista y a los basaltos Posadas y de la Sierra Lobuna.

Hatcher (1897, 1900) asignó estos depósitos al Cretácico, sobre la base del hallazgo de restos de dinosaurios.

En la Hoja situada al norte, Giacosa *et al.* (2001) le asignaron una edad albiense superior-cenomaniana, de acuerdo con la relación transicional que guarda con la sección superior de la Formación Río Tarde. Al este de la Hoja, en la región del lago Cardiel, Ramos (1982 b) le adjudicó una edad cenomaniana, en tanto que Nullo *et al.* (1999) la asignaron al lapso Cenomaniano- Campaniano, como parte de la continentalización de la Cuenca Austral al norte del lago Viedma a partir de los 95 Ma.

2.3. MESOZOICO-CENOZOICO

2.3.1. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEÓGENO

Basalto de la Sierra Lobuna (10)

Basaltos y basanitas

Antecedentes

Bonarelli y Nágera (1921), en su estudio geológico de los alrededores del lago San Martín, observaron que los denominados hasta ese momento «mantos basálticos» y adjudicados a una misma edad y posición estratigráfica, en realidad estaban intercalados a diferentes niveles dentro de la «Serie Cretácea», eran de composiciones diferentes entre sí y representaban distintos momentos en la actividad eruptiva durante el Cretácico y el Terciario. Estos autores realizaron una primera discriminación de estas rocas y, sin dar mayores detalles, en el mapa de la región las separaron en Intercalaciones de rocas eruptivas, Filones eruptivos, Chimeneas eruptivas, Rocas eruptivas y Basaltos. Parte de lo que denominaron Chimeneas eruptivas y Rocas eruptivas corresponderían al Basalto de la Sierra Lobuna.

Ramos (1981), dada la mayor alteración con respecto a otros basaltos de la zona y al estilo de deformación tectónico, fue quién reunió bajo la denominación Basalto de la Sierra Lobuna al conjunto de efusiones basálticas e intrusivos asociados que afloran en la sierra homónima. Posteriormente este nombre también fue adoptado por Ramos *et al.*

(1994), quienes publicaron las principales características geológicas de estas rocas.

Distribución areal y relaciones estratigráficas

Los afloramientos se extienden entre los ríos Mayer y Fósiles, a lo largo de toda la sierra Lobuna, a alturas que superan los 1800 metros. Los mantos basálticos se apoyan discordantemente sobre las sedimentitas cretácicas de las formaciones Cardiel y Kachaike y están en contacto tectónico con las pelitas de la Formación Río Mayer. Se encuentran fuertemente afectados por procesos de remoción en masa que han favorecido la generación de abruptos paredones y que, además, han dejado al descubierto algunas chimeneas volcánicas, tal como, a juzgar por su morfología, formaría el cerro Sinvergüenza.

Litología

Dentro de esta unidad Ramos (1981) identificó dos facies: una lávica, formada por basaltos piroxénicos, típicamente porfíricos, y en menor medida basaltos olivínicos a basaníticos, y otra intrusiva.

Las facies lávicas están formadas por un conjunto de coladas superpuestas, de hasta 50 m de espesor individual, aunque estos valores no son constantes dado las variaciones laterales. La potencia máxima estimada para la secuencia es de unos 300 metros.

Según Ramos (1981), los basaltos piroxénicos son porfíricos a amigdalares, de color gris oscuro, y contienen fenocristales equidimensionales de hasta 2 cm de augita titanada y de labradorita en una pasta intergranular a intersertal compuesta por andesina, clinopiroxeno, abundante clorita y magnetita. Los basaltos olivínicos a basaníticos son porfíricos, con pasta intergranular y están formados por fenocristales de olivina con reemplazos de serpentina y clorita, augita titanada parcial a totalmente alterada a un agregado de gránulos opacos-sílice-clorita-arcilla y plagioclasa alterada a ceolita y arcilla. La pasta está compuesta por microlitos de labradorita fresca, abundante augita titanada, escasa olivina cloritizada, analcima intersticial (7 a 10%) y magnetita.

La facies intrusiva, según este mismo autor, estaría representada por los conductos de emisión expuestos por la importante erosión que sufrieron las facies lávicas. Las rocas son de grano más grueso que las de la facies anterior, tienen incipiente disyunción columnar y están formadas por basanitas porfíricas ricas en ceolitas, de color gris oscuro a ne-

gro. Al microscopio están compuestas por fenocristales de olivina en pasta intergranular en la que se destaca un 12-13% de ceolita primaria intercrystalina (thomsonita y analcima). Las olivinas presentan alteración clorítica y serpentínica. La pasta está formada por microlitos de labradorita, augita titanada, minerales opacos, ceolitas y escasa olivina. La plagioclasa presenta leve ceolitización y cloritización.

Geoquímica y ambiente tectónico

Hasta el presente no existen en la bibliografía datos geoquímicos, seguramente por el grado de alteración que afecta a los basaltos. Sin embargo, y mientras no haya nuevos datos, su composición alcalina sugiere como origen más probable un ambiente de retroarco o de intraplaca relacionado con la colisión de dorsales oceánicas.

Correlaciones y edad

Estas rocas han sido tratadas en forma separada del resto de los basaltos de la región por su litología y estilo tectónico (Ramos, 1981), pero existe la posibilidad de que estén emparentadas con la Traquita del Cerro Rosado, de acuerdo con sus características alcalinas y proximidad espacial.

A la fecha no existen dataciones radimétricas, por lo que su edad se estima sobre la base de las relaciones estratigráficas. Dado que se apoyan discordantemente sobre la Formación Cardiel, campaniana-maastrichtiana (Arbe 2002), y según Ramos (1981) y Ramos *et al.* (1994) son anteriores a la etapa principal de deformación de la región, se las asigna al Cretácico superior-Eoceno. Sin embargo, de confirmarse su relación genética con la Traquita

del Cerro Rosado (paleocena), su edad quedaría acotada entre el Cretácico superior y el Paleoceno inferior.

2.4. CENOZOICO

2.4.1. PALEÓGENO

2.4.1.1. Paleoceno

Traquita del Cerro Rosado (11)

Traquitas y sienitas apliticas

Antecedentes

Bonarelli y Nágera (1921) realizaron una primera discriminación de las volcanitas aflorantes en los alrededores del lago San Martín y en ese contexto, las rocas aquí tratadas fueron por ellos incorporadas dentro de lo que llamaron Chimeneas eruptivas, mientras que Nullo *et al.* (1979) las incluyeron en el Complejo El Quemado.

Más tarde, Ramos (1981), de acuerdo con sus características petrográficas y modo de yacencia, las separó de dicho Complejo y las reunió informalmente bajo el nombre de Traquita del Cerro Rosado. Esa designación fue posteriormente propuesta por Ramos *et al.* (1994) y mantenida por Ramos (2002), y es la que aquí se adopta.

Distribución areal y litología

Las rocas que integran esta unidad están muy restringidas arealmente y se ubican al suroeste de la sierra Lobuna, más precisamente en el cerro Rosado (Fig. 23).

Ramos (1981) y Ramos *et al.* (1994) describieron una secuencia aflorante de unos 200 m formada



Figura 23. Aspecto general del cerro Rosado, vista hacia el noreste desde la margen occidental del río Fósiles. En último plano, a la derecha, se destaca el cerro Los Cornillos, cuerpo intrusivo perteneciente al Complejo El Quemado.

por brechas pardo amarillentas compuestas por numerosos fragmentos angulosos de hasta 2 cm, a las que sobreyacen potentes mantos lávicos traquíticos, muy fluidales y de color rosado claro.

El tipo de yacencia y las características litológicas sugieren que en conjunto estas rocas podrían representar un domo colapsado, parcialmente desmantelado por procesos erosivos.

Los estudios petrográficos realizados por Sacomani (1978-79) revelaron que las brechas inferiores están compuestas por clastos líticos cementados por una dacita, cuya textura se hallaba muy modificada por una fuerte alteración a carbonatos y óxidos de hierro que afecta a los fenocristales de feldespatos y a la pasta. Entre los litoclastos predominan los formados por diferentes pastas andesíticas y traquian-desíticas, pero también reconoció vaques y arenitas de cuarzo (atribuidos a las sedimentitas cretácicas) y muy escasas metacuarcitas de la Formación Bahía de la Lancha. En cuanto a las rocas traquíticas, fueron descritas como holocristalinas, con textura microlítica fluidal que envuelve escasos feno y microcristales de sanidina, de plagioclasa ácida y pequeños granos de un máfico corroído y alterado. La pasta presenta algo menos de un 5% de cuarzo que rellena los intersticios entre las tablillas de sanidina y plagioclasa ácida, minerales opacos, titanita, gránulos de piroxeno y analcima.

Dentro de las rocas traquíticas se han observado facies aplíticas correspondientes a sienitas. Estas sienitas aplíticas son rocas rosadas de grano muy fino y aspecto sacaroide y en ellas se destacan minerales opacos puntiformes y oxidados y tablillas de feldespatos. Al microscopio son holocristalinas, con texturas bostoníticas y están compuestas principalmente por tablillas subparalelas de feldespato alcalino (ortoclasa), y, en forma subordinada, de oligoclasa-andesina maclada. Los minerales máficos están escasamente representados y consisten en pequeños cristales de piroxeno verde pálido. Presentan un 4 % de cuarzo, que ocupa los espacios intersticiales, y contienen hasta un 6 % de minerales opacos algo oxidados. Los feldespatos alcalinos y cálcicos presentan texturas de desmezclas y tienen una fuerte alteración argílica que suele estar acompañada de escasos carbonatos que ocupan intersticios.

Geoquímica y ambiente tectónico

Ramos *et al.* (1994) relacionaron estas rocas con un episodio de colisión de una dorsal oceánica ocurrido en el Paleógeno. Esto estaría corroborado

por estudios oceanográficos que demuestran que entre los 52 y 42 Ma, la dorsal oceánica Aluk-Farallón colisionó de norte a sur con el margen pacífico desde aproximadamente los 43°S (Cande y Leslie, 1986). Ramos (2002), si bien no contó con datos geoquímicos ni isotópicos, sugirió que estas traquitas, dado su emplazamiento aislado, podrían corresponder a rocas adakíticas muy diferenciadas y asociadas a fusión de corteza oceánica en forma previa a la colisión de la dorsal. La edad paleocena, que antecede a la colisión del Eoceno inferior, es coherente con este esquema tectónico.

Relaciones estratigráficas, correlaciones y edad

Esta unidad se apoya discordantemente sobre piroclastitas y brechas dacíticas del Complejo El Quemado y sobre lutitas de la Formación Río Mayer.

Dadas sus características alcalinas y proximidad, se las puede vincular genéticamente con las rocas que integran el Basalto de la Sierra Lobuna, donde representarían un diferenciado póstumo. Existen en las regiones aledañas escasos registros de afloramientos traquíticos con los que se puedan correlacionar estas rocas. Entre ellos se puede citar la traquita del cerro Iglesia, en cercanías del río Santa María (Sacomani, 1978/79) que, aunque si bien está dentro del área abarcada por el trabajo de Ramos (1981) y consta en el apéndice petrográfico de dicho informe, no fue considerada por ese autor. También Coira y Pezzutti (1975) han reconocido traquitas en el cerro Kachaike, ubicado al sur de la Hoja, aunque las rocas de esa elevación fueron clasificadas por otros autores como essexitas e incluidas en la Essexita Río Carbón (Nullo, 1978; Ramos, 2002; Giacosa *et al.*, 2013).

Una datación radimétrica de estas traquitas por el método de K/Ar en roca total arrojó una edad de 58 ± 2 Ma (Ramos, 1981; Ramos *et al.*, 1994) que ubica esta unidad en la base del Paleoceno superior, dato que es coherente con las relaciones estratigráficas.

2.4.1.2. Paleoceno - Oligoceno

Formación Río Lista (12)

Conglomerados, areniscas, arcilitas, arcilitas carbonosas y carbón

Antecedentes

Estas sedimentitas fueron originalmente descritas por Hatcher (1900), quién comunicó la presencia de carbón en las *Upper Lignite beds*, capas

terciarias continentales situadas en las cabeceras del río Chico.

Más tarde, esta unidad fue reconocida sistemáticamente por Yacimientos Carboníferos Físcales como parte de la búsqueda de yacimientos de carbón. Con dicho fin, Simonato (1942) y Guarrochena (1943) estudiaron los afloramientos en el área de los ríos Lista y Chico. Asimismo, Borrello (1943a, 1956) describió un conjunto de estratos de origen continental con mantos de carbón en las cabeceras del río Lista, que se encuentran dispuestos entre las sedimentitas cretácicas continentales y los depósitos marinos terciarios, y los designó con el nombre de Listense.

La jerarquía de Formación Río Lista fue otorgada por Ploszkiewicz (1979, en Ramos, 1982b). Años más tarde, la denominó informalmente Malumián (1999) Formación Lista, y posteriormente, en la descripción de la Hoja situada al norte, Giacosa *et al.* (2001) asignaron con el nombre de Formación Río Lista a un conjunto de sedimentitas que se hallan en el río Correntoso, al sur de la meseta del Lago Buenos Aires.

Distribución areal

La Formación Río Lista aflora en el faldeo oriental de la sierra de las Vacas, donde se dispone en forma de faja que se extiende desde el noreste de la estancia Ñires hasta unos 5 km al norte del río Lista. Existen buenas exposiciones en el arroyo del Carbón y otros afluentes del río Lista.

Litología

La Formación Río Lista es una secuencia sedimentaria continental formada por conglomerados grises, areniscas de grano mediano a grueso amarillentas, arcilitas castaño amarillentas, arcilitas carbonosas oscuras y delgados mantos de carbón.

Para caracterizar la unidad se levantó un perfil de 70,40 m de potencia al norte del río Lista (fig. 24), que se detalla a continuación. En esa localidad los estratos tienen un rumbo N 20° E e inclinación de 43° E. La base se apoya sobre la Formación Cardiel.

Base

2,00 m - Conglomerado gris, matriz sostén. Los clastos son oblados, redondeados, de metamorfitas y volcanitas; se observa también cuarzo blanquecino y ahumado. El tamaño medio es de 2 cm de diámetro, pero otros son de hasta de 5 centímetros. La matriz es una arenisca gris

de grano mediano a grueso, de composición mayoritariamente cuarzosa. Sin estructura interna visible.

- 1,00 m - Areniscas castaño amarillentas de grano mediano, con estratificación paralela.
- 2,00 m - Conglomerado gris, matriz sostén. Los clastos, redondeados, son de metamorfitas, volcanitas y cuarzo blanquecino. El tamaño medio es de 2 cm de diámetro. La matriz es una arenisca gris clara de grano mediano.
- 2,00 m - Areniscas conglomerádicas castaño amarillentas, de grano mediano a grueso con clastos aislados de hasta 1 cm de diámetro. Hay restos de troncos petrificados de 10 cm de diámetro y 50 cm de largo (fig. 24).
- 8,00 m - Areniscas amarillentas de grano mediano a grueso, sin estructura interna visible, intercaladas con lentes de arcilitas carbonosas gris oscuras (de 4 cm de largo por 1 cm de espesor), con venillas de carbón y troncos carbonizados.
- 3,00 m - Areniscas amarillentas de grano fino sin estructura interna visible.
- 4,00 m - Arcilitas amarillentas con restos carbonosos.
- 1,00 m - Carbón brillante.
- 3,00 m - Arcilitas carbonosas castaño amarillentas con finas vetas de carbón brillante.
- 0,50 m - Carbón brillante.
- 1,00 m - Arcilitas carbonosas castaño negruzcas.
- 1,00 m - Arcilitas castaño anaranjadas con manifestaciones de carbón.
- 3,00 m - Areniscas amarillentas de grano fino con lentes (10 a 25 cm) de areniscas castaño oscuras que aumentan de tamaño hacia el techo.
- 2,50 m - Arcilitas castaño amarillentas con lentes de 80 cm de arcilitas grises oscuras carbonosas.
- 0,40 m - Arcilitas verdosas con signos de calcinamiento debido a la colada del Basalto Posadas que la suprayace.
- 3,00 m - Colada basáltica de color gris oscuro y verdoso, Basalto Posadas.
- 6,00 m - Areniscas amarillentas de grano mediano a grueso con estratificación paralela, lajosas.
- 4,00 m - Areniscas castaño amarillentas de grano fino con lentes de arcilitas carbonosas con restos de troncos.

- 1,00 m - Carbón.
 8,00 m - Arcilitas carbonosas amarillentas.
 14,00 m - Areniscas castaño amarillentas y rojizas de grano medio.

Techo

Conglomerados de la Formación Centinela.

Ambiente sedimentario

Los depósitos de la Formación Río Lista pertenecen a un ambiente fluvial de moderada energía con planicies de inundación que pasa en transición a otro de áreas pantanosas.

Sobre la base de estudios de las comunidades de mamíferos, Pascual y Odreman Rivas (1971) y Pascual (1984) determinaron que durante el Eoceno medio, entre las edades casamayorenses y mustersenses, se produjo una atemperación en el clima que imperaba en el Eoceno temprano.

Menéndez (1971) indicó que el cambio florístico se produjo a fines del Eoceno, hacia condiciones más templadas, lo que produjo una reducción hacia el norte de las floras de tipo cálido y húmedo.

El estudio de la microflora realizado por Pöthe de Baldi (1981) en el río Correntoso, al norte de la Hoja, le permitió identificar un ambiente intermedio entre las condiciones húmedas y templadas que reinaron durante el Paleoceno y las frías y secas del Eoceno - Oligoceno. El hallazgo de *Proteacidites* sp. indica una tendencia a condiciones climáticas de aridez y sequedad.

Paleontología

A pesar de la búsqueda realizada de fósiles sólo se ha podido constatar la presencia de troncos petrificados indeterminados.

Pöthe de Baldi (1981) realizó un análisis palinológico sobre muestras obtenidas del afloramiento del arroyo Correntoso, al norte de la Hoja. Halló polen de angiospermas, *Podocarpidites* cf. *marwicki*, *Rhoipites* cf. *baculatus*, cf. *Senipites* sp., *Proteacidites* sp., *Trisaccites microsaccatum*, *Deltoidospora minor* y *Nothofagidites* sp.

Relaciones estratigráficas

La Formación Río Lista suprayace en discordancia erosiva a sedimentitas cretácicas de las formaciones Río Tarde y Cardiel e infrayace en discordancia erosiva a las sedimentitas marinas de la Formación Centinela. En cuanto a la relación con el Basalto Posadas, en el perfil estudiado se evidencia claramente que esta unidad está intercalada en la sección media de la Formación Río Lista (fig. 25).

Edad y correlaciones

Borrello (1956) correlacionó al Listense, en función de su contenido de carbón, con la sección alta del piso Dorotea medio de Río Turbio y con otros depósitos similares hallados en la región del río Zeballos, al sur del lago Buenos Aires. Le asignó una edad eocena por su posición estratigráfica debajo del Patagónico marino.

Más tarde, Leanza (1972) lo comparó con la parte inferior de la Formación Río Turbio, a la que asignó al Paleoceno. Riccardi y Rolleri (1980) y Ramos (1982a,b) lo correlacionaron con la Formación Río Leona (Furque y Camacho, 1972, formalizada de Estratos de Río Leona, creada por Roll, 1937) que aflora al este del curso inferior del río homónimo, cuya edad, en la región situada al sur de la Hoja, fue atribuida por Giacosa *et al.* (2013) al Eoceno superior- Oligoceno inferior.

Pöthe de Baldi (1981) determinó una edad eocena tardía - oligocena temprana, sobre la base del contenido de granos de polen tricolporados.

La Formación Río Lista también se correlaciona con las sedimentitas de la Formación Ligorio Márquez (Escosteguy *et al.*, 2001, 2003) del Paleoceno tardío-Eoceno temprano, que afloran en la región de la frontera argentina-chilena al sur del lago Buenos Aires. En estos depósitos, Passalia (2000) reconoció las siguientes especies: *Laurophyllum* sp A, *Laurophyllum* sp B, *Laurophyllum* sp C, *Nothofagus* sp., Myrtaceae no identificada, *Sapindus argentinus* Berry, características de paleofloras de edad eocena de la Patagonia.

En este trabajo se identificó que el Basalto Posadas es sincrónico con las sedimentitas de la Formación Río Lista. La importancia de este hallazgo radica en haber podido determinar una relación estratigráfica bien definida entre ambas unidades, en las cercanías de la sección tipo de la Formación Río Lista sobre el río homónimo.

Sobre la base de lo anteriormente expuesto y de las relaciones estratigráficas, la edad de la Formación Río Lista es atribuida al Paleoceno tardío-Oligoceno inferior.

Essexita Río Carbón (13)

Intrusivos básicos alcalinos, essexitas y teschenitas

Antecedentes

Quensel (1911) fue el primero en determinar la presencia de este tipo de rocas en la región aledaña al río Carbón, al este de la sierra de Sangra. Más tarde, Bonarelli y Nágera (1921), al discriminar las

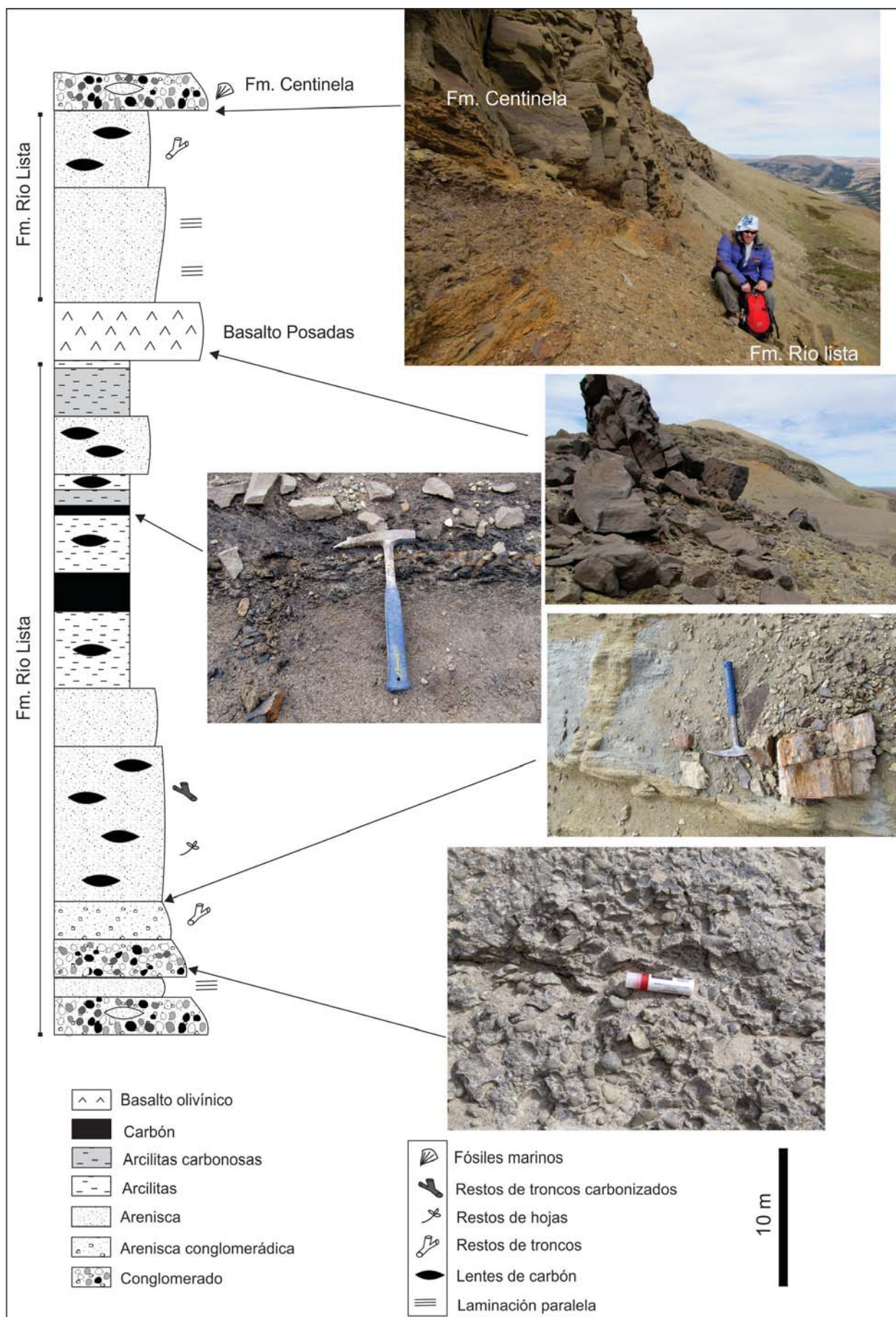


Figura 24. Perfil de la Formación Río Lista al norte del río homónimo (48°02'04''/ 72°03'02'').

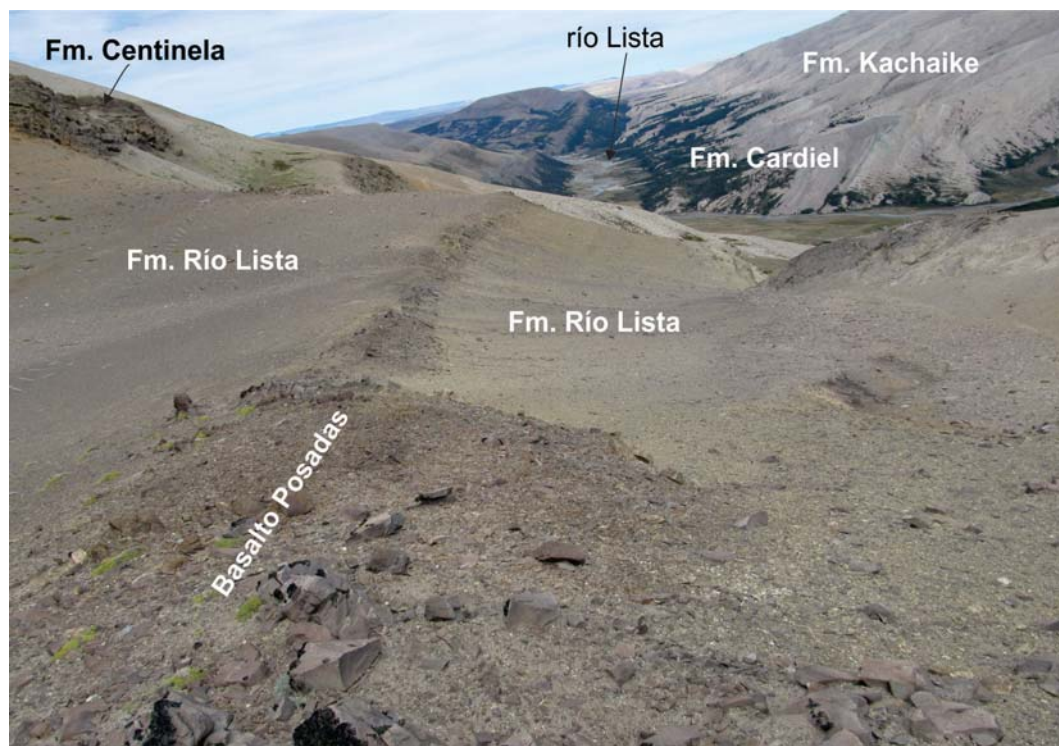


Figura 25. Vista panorámica hacia el sur de un sector de la margen norte del río Lista ($48^{\circ} 02' 04''$ / $72^{\circ} 03' 02''$). En primer plano la Formación Río Lista y sus relaciones estratigráficas con el Basalto Posadas y con la Formación Centinela; en segundo plano, el valle del río Lista y unidades cretácicas.

volcanitas aflorantes en los alrededores del lago San Martín, incorporaron estos afloramientos en lo que llamaron Intercalaciones de rocas eruptivas y Filones eruptivos. Riggi (1934) identificó rocas similares al sur de la península Maipú, fuera de la Hoja, y determinó su posición estratigráfica por encima de las sedimentitas mesozoicas. La denominación formal corresponde a Riccardi (1971), quién las estudió en el sector oriental de la bahía de la Lancha.

En muchos de los afloramientos que integran esta unidad las rocas fueron clasificadas como essexitas a pesar de carecer de nefelina (Quensel, 1911; Riccardi, 1971; Nullo, 1978). Ramos (1981) y Ramos *et al.* (1994) tampoco pudieron determinar la presencia de este feldespatóide por lo que, sobre la base de la geoquímica, clasificaron las rocas como essexitas y teschenitas, de acuerdo a si contenían o no nefelina normativa. Sin embargo, Coira y Pezzutti (1975) hallaron nefelina como mineral formador en algunas de las rocas aflorantes en la zona de la bahía de la Lancha que habían sido estudiadas previamente por Riccardi (1971). En este relevamiento, en rocas aflorantes en el camino entre la estancia Sierra Nevada y el puesto Bajo Comisión, también se determinó, entre sus componentes, la presencia de este feldespatóide, corroborando el hallazgo de Coira y Pezzutti (1975).

Distribución areal

Los filones capa y diques que integran esta unidad afloran dentro de la faja de rocas cretácicas, desde la región sur del río Ñires, que actúa como límite norte, hasta las cercanías del puesto Bajo Comisión y el margen oriental de la bahía de la Lancha, al sur (Fig. 26). La localidad tipo está situada en las cercanías de la estancia Río Carbón.

Litología

Esta unidad está compuesta por cuerpos hipabissales, básicos y alcalinos, que se alojan en las sedimentitas cretácicas. Tienen formas muy notorias y fácilmente identificables ya que sobresalen del relieve por su mayor resistencia a la erosión y su coloración oscura. Están afectados por la orogenia Andina, por lo que se hallan plegados, con formas de sinclinales y anticlinales, y segmentados tectónicamente.

Los diques y filones capa observados tienen entre 2 y 10 m de potencia, aunque algunos superan los 20 m; sus longitudes, en ocasiones, son mayores a 7 kilómetros. Son en general de color gris verdoso oscuro y de grano fino a mediano (entre 1 y 7 mm), aunque existen variedades que contienen cristales de minerales máficos prismáticos que alcanzan los 2,5 cm, tal como puede observarse en los aflora-



Figura 26. Detalle de un afloramiento de la Essexita Río Carbón en cercanías del puesto Bajo Comisión. En último plano se observan los afloramientos septentrionales de la Adakita Puesto Nuevo.

mientos cercanos a la estancia Tucu Tucu (en la vecina Hoja Lago Cardiel).

Se han identificado diferentes tipos de rocas: essexitas-monzodioritas foídicas y teschenitas. Riccardi (1971) también describió basanitas y basaltos olivínicos, pero en esta contribución, sobre la base de las características petrográficas y siguiendo a Ramos (1981) y Ramos *et al.* (1994), se optó por incorporar estas dos variedades en el Basalto Posadas.

Las essexitas-monzodioritas foídicas tienen texturas holocristalinas e hipidiomorfos que hacia los bordes de los cuerpos llegan a porfiroides; en algunos casos también se identificaron texturas que tienden a subofíticas. Están compuestas por plagioclasa que varía desde labradorita a andesina, anfíbol, clinopiroxenos rosados (augita titanífera?) y en menor cantidad verdes (sódicos), feldespato alcalino intersticial, nefelina ocupando intersticios y en pequeños cristales (fig. 27), biotita y, como accesorios, apatito y minerales opacos. Suelen presentar un escaso mafito muy alterado que a juzgar por el hábito podría tratarse de olivina. Por lo general estas rocas se hallan moderada a levemente alteradas. Los feldespatos presentan reemplazos por arcillas, analcima, carbonatos, clorita y sericita, pero no siempre están todas estas variedades presentes.

Los anfíboles castaños son los más afectados y en ocasiones sólo se conservan relictos; están alterados a agregados cloríticos y a minerales opacos. La alteración clorítica también se encuentra diseminada por toda la roca.

Las teschenitas son semejantes en mineralogía a las essexitas pero se diferencian por un mayor contenido de labradorita respecto a andesina y de piroxeno con respecto a anfíbol, menor contenido de feldespato alcalino y ausencia de nefelina.

Geoquímica y ambiente tectónico

Riccardi (1971) efectuó análisis químicos de elementos mayoritarios que le permitieron establecer una vinculación con el Basalto Posadas. Cuando estos análisis se plotan en un diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) las rocas pueden clasificarse geoquímicamente como tefritas. Según el diagrama de álcalis versus sílice de Irvine y Baragar (1971) las rocas son alcalinas, lo que confirma los datos petrográficos.

Los diques y filones capa de esta unidad están ampliamente representados y su extensión regional sobrepasa los límites norte y sur de la Hoja. Dadas sus características geoquímicas y edades relativas podrían pertenecer al evento magmático que dio lugar al Basalto Posadas, contexto en el que estas

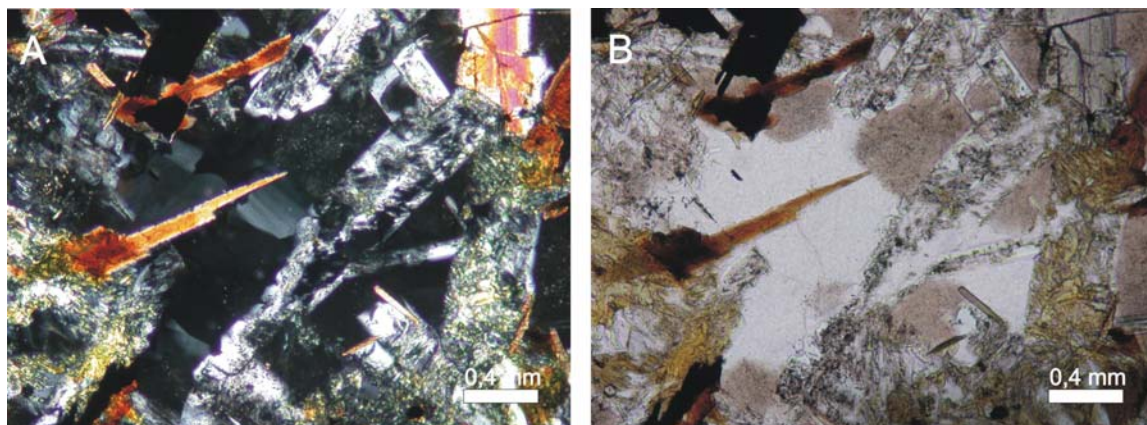


Figura 27. Fotomicrografía de una essexita-monzoniorita foidica perteneciente a la Essexita Río Carbón. A y B. Presencia en la roca de nefelina parcialmente alterada (con y sin analizador).

manifestaciones subvolcánicas pueden interpretarse como conductos alimentadores. Este tipo de rocas alcalinas representarían el atenuamiento cortical causado por la colisión, en el Eoceno inferior, de la dorsal oceánica Aluk-Farallón contra el margen pacífico y estarían asociadas al desarrollo de una ventana astenosférica.

Relaciones estratigráficas, correlaciones y edad

Estos cuerpos subvolcánicos intruyen a manera de filones capa y diques a las formaciones Río Mayer y Kachaike de edad cretácica. Dada su extensión regional (abarcaban una franja que se extiende, aproximadamente, entre los 47° y los 50° LS) han recibido diferentes nombres según las áreas estudiadas, tal es el caso de la Teschenita Jeinemeni (Busteros y Lapido, 1983) y, según Ardolino *et al.* (1999), la Basandesita Alta Vista (Nullo, 1983; Nullo *et al.*, 2006) aflorantes al sur del lago Buenos Aires y en la región del lago Argentino, respectivamente.

Ramos (1981) dató, por el método K/Ar sobre roca total, uno de los cuerpos aflorantes en cercanías del puesto Bajo Comisión y obtuvo edades de 32 ± 3 y 48 ± 4 Ma, considerando a esta última como la más cercana a la edad de cristalización. A pesar del alto error analítico permiten asignar a esta unidad una edad eocena inferior a media. Este dato está también corroborado por una datación K/Ar sobre roca total de 46 ± 3 Ma para la Teschenita Jeinemeni (Busteros y Lapido, 1983). De esta forma, Ramos *et al.* (1994) y Ramos (2002) confirmaron que estas rocas pertenecen al mismo ciclo magmático que dio origen al Basalto Posadas, presunción que ya fuera postulada por Feruglio (1949-1950), Riccardi (1971) y Ramos (1981).

Basalto Posadas (14a, 14b)

Facies lávica (14 a), facies subvolcánica (14 b).

Basaltos olivínicos y basanitas

Antecedentes

Esta unidad fue descripta por primera vez por Hatcher (1903), quién mencionó una colada basáltica intercalada entre las sedimentitas cretácicas y las cenozoicas en la región de los lagos Pueyrredón y Posadas. Posteriormente fue reconocida por Piatnitzky (1938) en cercanías de los lagos Cardiel y Belgrano. Riggi (1957) la estudió en los alrededores de los lagos Pueyrredón y Posadas, su localidad tipo, y fue quién le dio el nombre formacional.

Riccardi (1971) asignó a esta unidad los basaltos aflorantes en las cercanías del lago San Martín, más precisamente en el cerro La Meseta. Ramos (1979, 1982 a y b) la describió en las regiones de los lagos Cardiel y Belgrano. Homovc (1980) y Giacosa *et al.* (2001) estudiaron exposiciones ubicadas en cercanías del lago Posadas, en tanto que Escosteguy *et al.* (2003) lo hicieron en las situadas al sur del lago Buenos Aires. Una síntesis sobre esta unidad se puede hallar en Ardolino *et al.* (1999), Ramos (2002) y Panza y Franchi (2002).

Sobre la base petrográfica se han incorporado al Basalto Posadas las basanitas y los basaltos olivínicos que Riccardi (1971) incluyó en la Essexita Río Carbón.

Distribución areal

Aflora en el sector sudeste de la Hoja y está integrado por un conjunto de coladas basálticas a las que se asocian diques, filones capa y cuellos volcánicos. Los niveles de coladas forman una meseta con abruptos paredones, sumamente recortada



Figura 28. Superposición de coladas del Basalto Posadas en el cerro Meseta, vista hacia el este. Las lavas fluyeron en discordancia sobre sedimentitas de la Formación Kachaike.

y a veces desconectada por la acción de procesos de remoción en masa, que se extiende desde el portezuelo Carbón al norte, hasta el cerro La Meseta, al sur. Los afloramientos se hallan a una altura aproximada de 1800 m s.n.m. y las mayores elevaciones superan los 1900 m, destacándose el cerro La Meseta con 1832 metros.

Cuellos volcánicos se han identificado a 1,5 km al nordeste del puesto Bajo Comisión, en el cerro Juanete y en un cerrito ubicado unos 4 km al oriente de este último. Diques y filones capa asociados se pueden observar en la cuesta del Chancho (al este de la bahía de la Lancha) y al norte del río Lista. Ramos (1981) identificó diques en la margen oriental de las nacientes del río Fósiles, pero por la escala de trabajo no han podido ser representados en el mapa.

Litología

Se identificaron dos facies, una lávica y otra subvolcánica, formadas por basaltos y basanitas alcalinos.

La facies lávica está integrada por varias coladas superpuestas (cinco como máximo) macizas, en ocasiones con marcada disyunción columnar y de variados espesores que en conjunto no superan los 60 metros (Fig. 28). Son basaltos olivínicos con variedades afíricas y porfíricas de color gris oscuro, superficialmente alterados por meteorización. Suelen presentar finas vesículas irregulares tapizadas por minerales secundarios. Las variedades porfíricas contienen hasta un 5 % de fenocristales de pla-

gioclasa y olivina, de hasta 0,8 y 0,2 cm respectivamente, en una pasta afanítica. Al microscopio las rocas son porfíricas y están compuestas por fenocristales euhedrales a subhedrales de labradorita y olivina en una pasta intergranular a subofítica formada por microlitas de labradorita, cristálitos de clinopiroxeno (algunos con coloración verdosa), olivina, minerales opacos y muy escasa ceolita intersticial. La olivina presenta minerales opacos en grietas y bordes y suele tener incipiente alteración a iddingsita, mientras que en la plagioclasa se ven leves reemplazos por arcillas. Riccardi (1971) describió, como mineral accesorio, apatitas largas y delgadas.

La facies subvolcánica está compuesta por diques, filones capas y *necks*. Los diques y filones tienen 6 m de espesor como máximo (Fig. 29) y están formados por basaltos olivínicos de similar composición que los de la facies lávica, aunque por lo general, con respecto a estos últimos, suelen tener escaso ortopiroxeno y tienen un mayor grado de alteración (argílica, sericítica y carbonática en feldespatos). Las texturas varían de levemente porfíricas a afíricas, con marcada fluidalidad. En una sola muestra se detectó la presencia de muy escasos cristálitos de biotita.

El cuello volcánico del cerro Juanete tiene forma cilíndrica, con un diámetro de aproximadamente 300 m y una altura que no supera los 100 metros. Está compuesto por un basalto alcalino de color gris oscuro y afanítico, de composición semejante a los descritos anteriormente.



Figura 29. Dique del Basalto Posadas que intruye volcanitas y piroclastitas del Complejo El Quemado al este del puesto Bajo Comisión.

Geoquímica y ambiente tectónico

Riccardi (1971) efectuó análisis químicos de elementos mayoritarios que le permitieron establecer una vinculación con la Essexita Río Carbón. Cuando estos análisis se plotean en un diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) estas rocas pueden clasificarse geoquímicamente como basanitas y traquibasaltos. Según el diagrama de álcalis versus sílice de Irvine y Baragar (1971) las rocas son alcalinas, lo que confirma los datos petrográficos.

Ramos (2002) señaló que esta unidad está constituida por un mínimo de dos pulsos lávicos, ambos formados por basaltos olivínicos. Ramos *et al.* (1982), sobre la base de la geoquímica, los interpretaron como basaltos alcalinos de intraplaca. Además, Kay *et al.* (2004) han reconocido su afinidad química con los basaltos OIB/MORB, con relaciones $La/Ta < 12$ y $Ba/La < 11$ y una firma isotópica re-

lativamente empobrecida ($87Sr/86Sr < 0.7038$; $\epsilon Nd > 4.5$), por lo que estimaron que estos basaltos habrían llegado a la superficie a través de una ventana astenosférica desarrollada por debajo de la placa Sudamericana como consecuencia de la subducción de una dorsal oceánica (Kay *et al.*, 1990, 2004; Ramos y Kay, 1992; Ramos *et al.*, 1994; Ramos, 2002). Esta dorsal oceánica sería la de Aluk-Farallón y habría colisionado en el Eoceno (Kay *et al.*, 2004).

Relaciones estratigráficas

Estas lavas máficas alcalinas, fuera de la Hoja, infrayacen a la primera ingresión marina atlántica ocurrida en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Patagoniano). Sus coladas cubren mediante discordancia erosiva a las formaciones Kachaike y Cardiel, y se hallan parcialmente cubiertas por sedimentos modernos, donde predominan los depósitos de re-

moción en masa. Los diques y filones intruyen al Complejo El Quemado (Fig. 29) y a las sedimentitas cretácicas, relación que se puede observar en la cuesta del Chanco. Además, se lo encuentra a modo de colada intercalado en la Formación Río Lista (Paleoceno tardío-Oligoceno inferior), relación visible al norte del río Lista.

Correlaciones y edad

El Basalto Posadas, a pesar de que sus exposiciones son discontinuas, tiene una amplia distribución regional que excede sobremano los límites de la Hoja Geológica. En el sector extraandino se lo correlaciona con el Basalto Cerro del Doce (Arduino *et al.*, 1999; Panza y Franchi, 2002), aflorante en el macizo del Deseado, aunque estos últimos son magmas más enriquecidos isotópicamente y tienen mayores relaciones La/Ta y Ba/La (Kay *et al.*, 2004). También se los puede correlacionar, dada la posición estratigráfica y edades radimétricas existentes, con los basaltos Chalcía y María Elena, aflorantes en regiones próximas a la localidad de Tres Lagos, así como también con cuerpos subvolcánicos de basanitas y teschenitas ubicados en las cercanías de la ciudad de Las Heras (Panza y Franchi, 2002).

Riccardi (1971) realizó dos dataciones radimétricas por el método K/Ar en roca total a una basanita proveniente del cerro Moro, ubicado a unos escasos kilómetros fuera de la Hoja, y obtuvo valores de 46 ± 5 y 35 ± 5 Ma. Otra datación radimétrica, también por el mismo método, de $43,5 \pm 7$ Ma, ha sido reportada para la región del lago Posadas (Ramos y Drake, 1987). Ramos (1982 a y b, 1989) y Ramos *et al.* (1982) sugirieron que más de 20 dataciones K/Ar (en roca total) indican que el período de mayor actividad fue entre los 48 y 45 Ma. Sobre la base de lo anteriormente expuesto y de las relaciones estratigráficas, se asignan estas rocas al Eoceno medio-Oligoceno inferior bajo, próximo al límite Eoceno-Oligoceno.

2.4.2. PALEÓGENO - NEÓGENO

2.4.2.1. Oligoceno - Mioceno

Formación Centinela (15)

Conglomerados, areniscas, pelitas y limolitas

Antecedentes

Estas sedimentitas marinas se conocieron durante la primera mitad del siglo pasado con la deno-

minación informal de *Patagonian beds* (Hatcher, 1900) o Patagónica (Feruglio, 1949- 1950; Reverberi, 1956; Riggi, 1957).

Ugarte (1956) usó la denominación de Patagónico para los estratos marinos aflorantes al sur del lago Buenos Aires y áreas vecinas, mientras que Lapido (1979), Ramos (1978, 1979), Carrizo (1979), Carrizo y Cabrera (1980), Carrizo (1981) y Homoc (1980) utilizaron el nombre de Formación Patagónica.

Furque y Camacho (1972) reunieron bajo el nombre de Formación Centinela los depósitos marinos terciarios aflorantes al sur del lago Argentino, cuya localidad tipo se halla en el cerro 25 de Mayo, situado en los campos de la estancia homónima, y que fueran reconocidos como «Patagónico». Posteriormente, Riccardi y Roller (1980) y Ramos (1982a) extendieron este término para todas las sedimentitas de estas características de la Cordillera Patagónica de Santa Cruz.

En la región de los lagos Posadas y Cardiel, Chiesa y Camacho (1992, 1995) denominaron a esta unidad como Formación El Chacay, con su perfil tipo ubicado 2 km al este del cañadón del río Tarde, en el faldeo norte de la meseta Belgrano. También propusieron que el nombre Formación Centinela sea utilizado únicamente para los depósitos ubicados en la región del lago Argentino.

Al sur del lago Argentino, Cuitiño y Scasso (2010) subdividieron la Formación Centinela en dos miembros (Quién Sabe y Bandurrias) y propusieron reemplazar el nombre de la unidad por el de Formación Estancia 25 de Mayo. Sin embargo, mantuvieron la denominación de Formación Centinela en el mapa del mismo trabajo.

Sin embargo, el nombre de Formación Centinela se ha arraigado en la literatura geológica, y como tal fue utilizado por Ramos (1982a, 1982b), Giacosa *et al.* (2001) y Escosteguy *et al.* (2001, 2003) en las regiones de los lagos Cardiel, Posadas y Buenos Aires, respectivamente, y en los relevamientos geológicos regionales efectuados por Malumán y Panza (2000), Nullo *et al.* (2006) y Cobos *et al.* (2009, 2014) en las hojas geológicas situadas al sur de la Hoja Monte Tetris. Por ello, en este trabajo se mantiene dicha denominación.

Distribución areal

La Formación Centinela aflora en los mismos sectores que la unidad infrayacente, la Formación Río Lista, es decir al este del faldeo de la sierra de las Vacas, donde se dispone en forma de faja que se

extiende desde el arroyo Carbón hasta el límite norte de la Hoja.

Litología

La mejor exposición de esta unidad se encuentra al norte del río Lista, donde alcanza 340 m de potencia. Allí está constituida por una secuencia sedimentaria marina con un importante contenido fosilífero, con rumbo N 20° E e inclinación 35° Este. La sucesión se inicia con un potente conglomerado mediano matriz sostén, con matriz arenosa, verde grisáceo (fig. 30 y 31), consolidado por cementación por carbonatos, que contiene restos de ostras y presenta, intercaladas, lentes de areniscas conglomerádicas. Le siguen bancos de areniscas verdosas y grises de grano mediano con una marcada estratificación entrecruzada, también con fósiles. La sección media presenta una disminución de la granulometría, ya que está constituida por areniscas verdes grisáceas de grano fino a mediano y areniscas arcillosas más claras, castaño amarillentas, con estratificación entrecruzada. Contiene intercalaciones de niveles calcáreos y pelíticos, con un alto contenido fosilífero. En el último tramo predominan las limolitas verdes amarillentas con areniscas finas intercaladas, estratificadas, con numerosas marcas de restos de bioturbación.

Más al norte, Sacomani (1982), sobre la base de estudios petrográficos, determinó que las arenis-

cas de la Formación Centinela son de composición arcósica, con granos subredondeados de feldespato, cuarzo y fragmentos líticos, con escasos fragmentos de volcanitas, aglutinados por óxido de hierro. Más tarde, Chiesa y Camacho (1995) describieron areniscas líticas con abundancia de clastos de origen volcánico.

Ambiente sedimentario

Las sedimentitas de la Formación Centinela corresponden a una zona marítima cercana a la costa. La base de esta unidad comienza con depósitos con un alto contenido de ostras que nos indica una transgresión marina de aguas someras y continúa hacia el techo con depósitos de facies de menor energía, de llanura litoral. Finaliza en forma transicional con la progración de las sedimentitas de la Formación Santa Cruz a partir del ascenso de la Cordillera Patagónica.

El análisis de los foraminíferos plantea la existencia de un ambiente de escasa profundidad, por encima del tren de olas (Malumián, 1982).

Rossi de García (1982) determinó un ambiente marino, litoral y nerítico, con aporte de agua dulce, sobre la base del análisis de invertebrados recolectados en afloramientos del río Jeinemeni, al sur del lago Buenos Aires.

Ramos (1982a) desvinculó esta unidad de las transgresiones pacíficas del norte de la Patagonia.

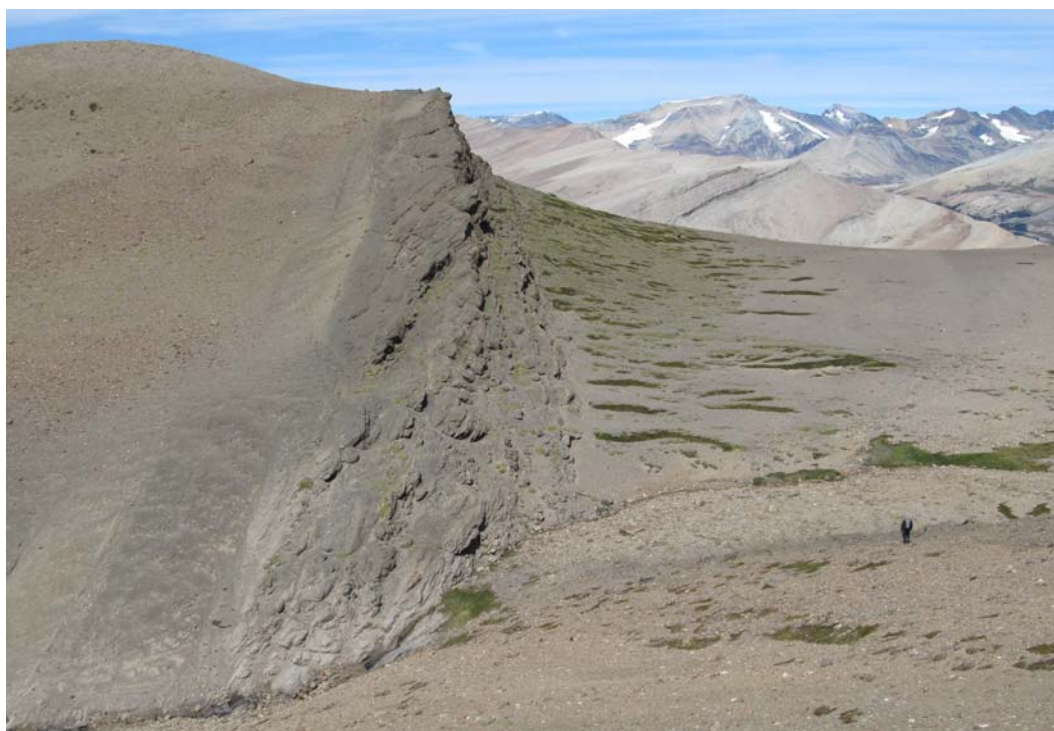


Figura 30. Conglomerados basales de la Formación Centinela al norte del río Lista.



Figura 31. Detalle del conglomerado basal fosilífero de la Formación Centinela al norte del río Lista.

Ualdón (1983) consideró que esta unidad está constituida por depósitos marinos de una plataforma nerítica silicoclástica que corresponden a un evento transgresivo-regresivo. El estudio faunístico indica un ambiente marino sublitoral con aguas frías que no superan los 50 m de profundidad.

Paleontología

La Formación Centinela se caracteriza por un alto contenido fosilífero de invertebrados marinos, estudiados por Hatcher (1900), Ortmann (1900 y 1902), Riggi (1957), Camacho (en Riggi, 1957: 86-87), Ualdón (1983) y Del Río (2002), entre otros. Abundan los bivalvos, gastrópodos, briozoarios, braquiópodos y equinodermos, así como también las marcas de organismos (bioturbación).

Relaciones estratigráficas

La Formación Centinela se dispone mediante una discordancia erosiva sobre las sedimentitas de la Formación Río Lista y pasa transicionalmente a las sedimentitas de la Formación Santa Cruz.

Edad

Hatcher (1900) postuló una edad oligocena superior a miocena inferior para sus *Patagonian Beds*, sobre la base de la megafauna.

Los posteriores estudios más detallados de la fauna posibilitaron acotar más exactamente la edad. Se pueden citar los trabajos de Malumián y Masiuk (1972), quienes observaron la presencia de *Cribrorotalia hornibrooki*, indicadora de una edad oligocena tardía a miocena temprana y los de Rossi de García (1982), quién le dio a la unidad una edad oligocena superior. Chiesa y Camacho (1995) le asignaron a esta secuencia una edad eocena media-tardía, sobre la base del contenido fosilífero de muestras obtenidas en el noroeste de la provincia de Santa Cruz.

En este trabajo se asigna la Formación Centinela al Oligoceno tardío-Mioceno temprano, sobre la base de sus relaciones estratigráficas y contenido fosilífero.

2.4.3. NEÓGENO

2.4.3.1. Mioceno inferior-medio

Formación Santa Cruz (16)

Areniscas, pelitas, tobas y tufitas

Antecedentes

Los depósitos que integran esta formación fueron dados a conocer por Darwin (1846) en el valle del río Santa Cruz, y lagos de la comarca. Ameghi-

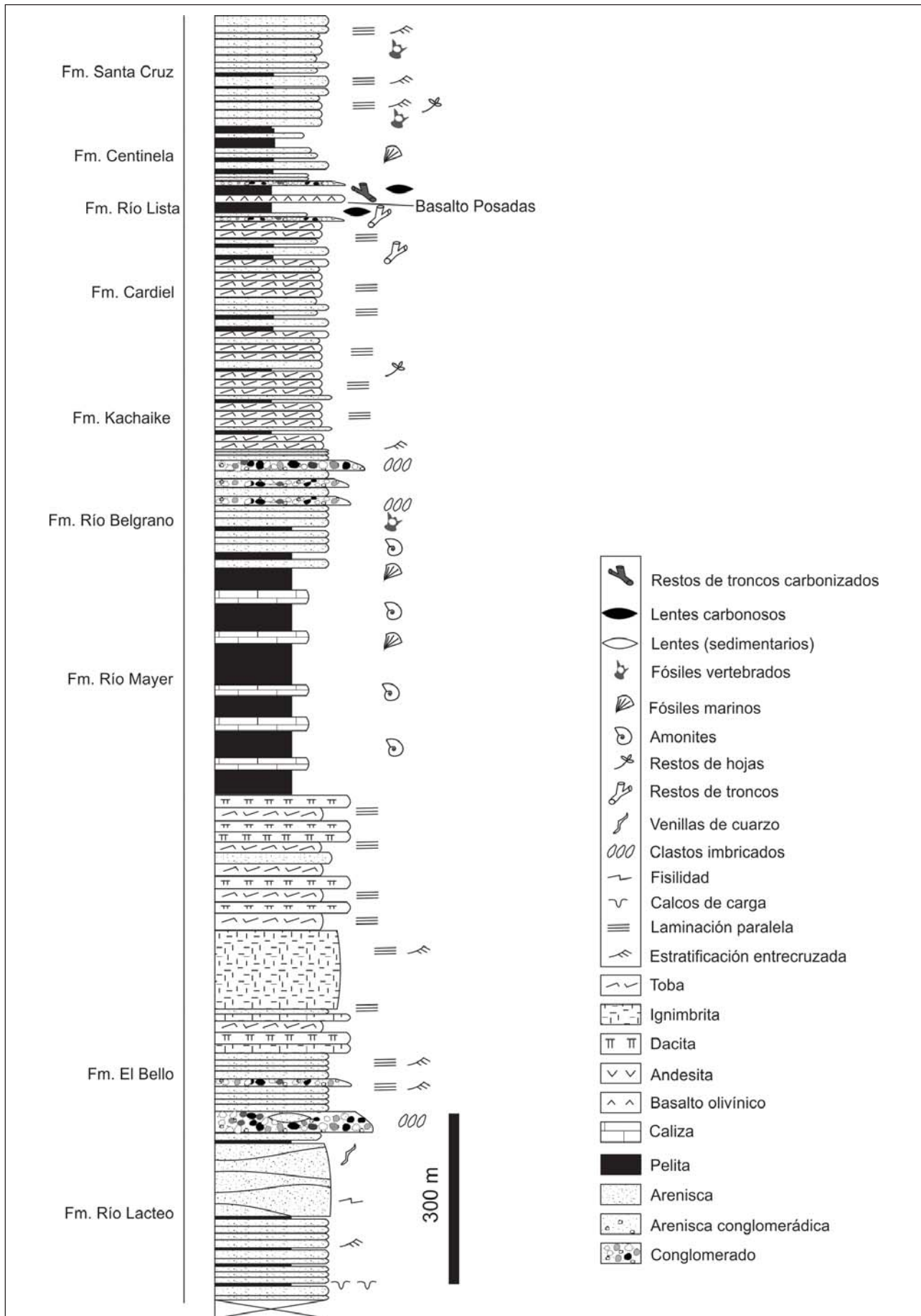


Figura 32. Perfil integrado de las unidades aflorantes entre la sierra de las Vacas y el río Lista, en el noreste de la Hoja Monte Tetris.

no (1889) propuso formalmente el término de piso Santacrucense para describir una serie de depósitos fluviales y subaéreos con una rica y variada fauna de mamíferos y enunció un importante listado de fósiles. Más tarde, Hatcher (1897, 1900) los denominó *Santa Cruz beds*.

En la obra de Feruglio (1949- 1950) se puede encontrar una síntesis de los estudios realizados hasta mediados del siglo pasado.

Esta unidad fue descripta bajo la denominación de Santacruciano por Piatnitzky (1938), Sarris y Fernández (1957) y Riggi (1957).

Zambrano y Urien (1970) y Furque y Camacho (1972) formalizaron el nombre de Formación Santa Cruz para adecuar los términos Santacruciano y Santacrucense. Más tarde, en estudios realizados en esta región, siguieron con esta propuesta Ramos (1982a,b), Carrizo (1979), Carrizo y Cabrera (1980) y Giacosa *et al.* (2001), entre otros.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Santa Cruz se circunscriben al sector nororiental de la Hoja, donde las mejores exposiciones se localizan al noreste del río Lista.

Litología

La Formación Santa Cruz constituye una secuencia sedimentaria continental muy bien estratificada, que se inicia con arcilitas castañas y blanquecinas con restos de plantas, siguen hacia arriba areniscas castañas oscuras y verdosas de grano mediano a fino, con pequeños lentes psefíticos finos. Estos bancos son tabulares y lenticulares de gran extensión, tienen entre 2 y 5 m de espesor, estratificación entrecruzada y alternan con areniscas tobáceas, areniscas calcáreas y pelitas grises, con restos de plantas y vertebrados fósiles. En el sector medio continúan areniscas medianas a finas castaño amarillentas alternantes con arcilitas verde grisáceas y castañas amarillentas, friables, de hasta 3,50 m de espesor, con pequeños niveles tobáceos blanquecinos. Hacia el techo predominan las areniscas castañas de grano fino, bien estratificadas, con alternancia de bancos de arcilitas gris verdosas, poco consolidadas. Se han observado concreciones arenosas de color castaño.

En la comarca, las máximas exposiciones alcanzan 170 m de espesor.

Paleontología

Darwin (1846) fue el primero en descubrir el alto contenido de mamíferos fósiles en esta secuen-

cia sedimentaria. Posteriormente, Ameghino (1889, 1898), entre otros, describieron importantes colecciones de restos de vertebrados.

Otros investigadores de los mamíferos santacrucenses fueron Marshall (1976), Marshall y Pascual (1977) y de Barrio *et al.* (1984), entre otros.

Ambiente sedimentario

Los depósitos de la Formación Santa Cruz corresponden a un ambiente fluvial distal, formado por ríos de hábito meandriforme con predominio de facies de llanuras de inundación, con gran aporte de material piroclástico, indicativo de volcanismo contemporáneo en la región. Estos estratos están ampliamente distribuidos a través del territorio de la provincia de Santa Cruz y son sinorogénicos, asociados al levantamiento de la Cordillera Patagónica durante el Mioceno.

Los restos paleontológicos indicarían un ambiente de sabana arbolada (de Barrio *et al.*, 1984).

Relaciones estratigráficas

La Formación Santa Cruz se dispone en forma transicional sobre las sedimentitas infrayacentes de la Formación Centinela y está cubierta en discordancia erosiva por psefitas de los Depósitos pedemontanos antiguos.

Edad

Pascual *et al.* (1965) le asignaron una edad miocena inferior, de acuerdo a la asociación faunística de mamíferos. Dicha edad fue corroborada por dos dataciones radimétricas K/Ar sobre tobas, de $21,7 \pm 0,3$ Ma y $18 \pm 0,2$ Ma, obtenidas en áreas costeras de la provincia de Santa Cruz (Marshall *et al.*, 1977). Otras edades radimétricas, en este mismo ámbito, permitieron acotar a la Formación Santa Cruz entre los 18 a 16 Ma (Marshall *et al.*, 1986; Fleagle *et al.*, 1995 y Perkins *et al.*, 2012).

En el ámbito cordillerano fueron datadas sedimentitas de esta unidad localizadas al norte y al sur, fuera de la Hoja, pero en el mismo meridiano que las aquí aflorantes, por Blisniuk *et al.* (2005) y Cuitiño *et al.* (2012). Los primeros dataron, al sur del lago Posadas, mediante el método Ar/Ar, tobas intercaladas en la Formación Santa Cruz y obtuvieron edades entre 22 y 14 Ma. Los segundos, al sur del lago Argentino, dataron circones detríticos de la sección inferior de la unidad mediante el método U-Pb, y obtuvieron una edad de 18,85 Ma.

Perkins *et al.* (2012) dataron tefras de la Formación Santa Cruz en numerosas localidades del

piedemonte cordillerano, por el método Ar/Ar, cuyas edades radimétricas están comprendidas en un intervalo de 19 a 14 Ma.

De acuerdo con estos datos, la formación tiene edad miocena inferior a media.

Adakita Puesto Nuevo (17)

Adakitas

Antecedentes

Estas rocas antiguamente eran incluidas dentro del Complejo El Quemado, pero fue Riccardi (1971) quien, sobre la base de las relaciones estratigráficas, grado de alteración y dataciones radimétricas, las separó y las denominó Andesita Puesto Nuevo. Más tarde, Ramos *et al.* (1994), mediante estudios geoquímicos, la redefinieron como Dacita Puesto Nuevo, mientras que Kay *et al.* (1994) la llamaron Adakita Puesto Nuevo, denominación que fue finalmente adoptada.

Distribución areal y litología

El cuerpo de adakita está situado al este de la bahía de la Lancha, inmediatamente al sur del arroyo El Bolsón. Los afloramientos se extienden en sentido norte-sur y tienen 3200 m de largo por 900 m de ancho. El espesor promedio es de aproximadamente 200 m y presenta marcada disyunción columnar. El tipo de yacencia sugiere que estas rocas podrían representar un domo colapsado, parcialmente desmantelado por procesos erosivos, que se habría emplazado en el sector sur (dada su relación intrusiva) y cuya lava de colapso habría formado una colada que se derramó hacia el norte (Fig. 33).

Su litología corresponde a una fenoandesita anfibólica de textura porfírica, en la que se distin-

guen anfíboles prismáticos de hasta 1 cm de largo en una pasta afanítica de color gris claro. En la sección delgada se observó que está compuesta por fenocristales de anfíbol (10%) y de clinopiroxeno (1%). El anfíbol, a juzgar por sus características ópticas, como un pleocroismo de castaño verdoso pálido a castaño rosado pálido (fig. 34 A), ángulo de extinción entre 15° y 21° y figura de interferencia biaxial positiva, entre otros, se considera como propio de la serie pargasita-ferropargasita. Presenta coronas de reacción formadas por clorita, gránulos de piroxeno y de minerales opacos, plagioclasa y en menor medida, biotita. A pesar de estas coronas conserva su hábito típico. Los clinopiroxenos también presentan coronas de reacción formadas por clorita, plagioclasa y gránulos de minerales opacos. En escasos ejemplares se ha observado anfíbol con núcleo de clinopiroxeno y viceversa, a modo de uralitización, pero no se han encontrado anfíboles con hábito de piroxeno. Como accesorios se determinó la presencia de apatito y minerales opacos. La pasta es intersertal y está formada por microlitos seriados de andesina (An_{20-25}), gránulos de piroxeno y de minerales opacos, a los que se suman, de forma secundaria, agregados cloríticos, cuarzo, feldespato alcalino, arcillas y escasa biotita. La sílice y el feldespato alcalino invaden la roca ocupando intersticios y reemplazando en parte a las plagioclasas (fig. 34 C y D); también suelen formar delgadas venillas (fig. 34 B). No se descarta que exista algo de cuarzo y feldespato alcalino primario.

Geoquímica y ambiente tectónico

Ramos *et al.* (1994, 2004) y Kay *et al.* (1994) realizaron un análisis químico que les permitió clasificar estas rocas como dacitas y determinar que

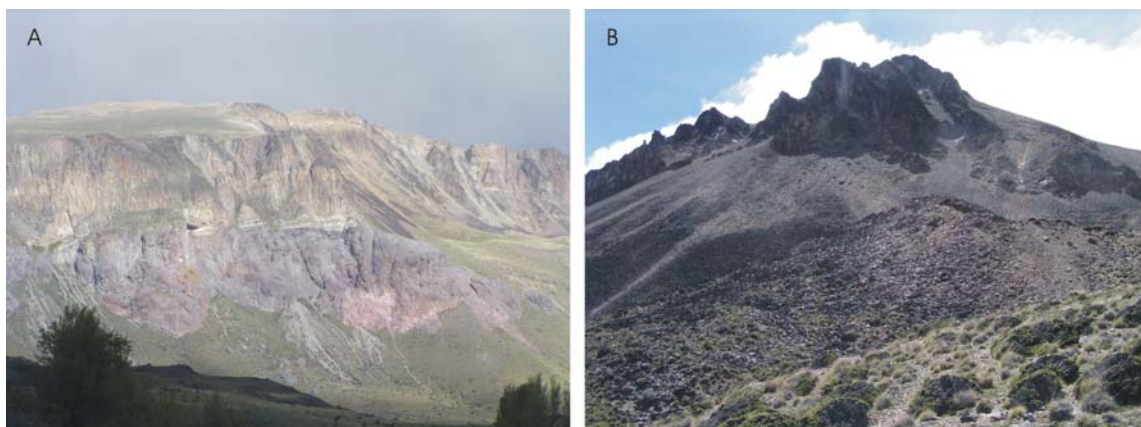


Figura 33. Aspecto general del afloramiento de la Adakita Puesto Nuevo en la bahía de la Lancha. A. Lava de colapso donde se puede observar la disyunción columnar y la discordancia erosiva con la que suprayace a piroclastitas y aglomerados volcánicos del Complejo El Quemado (sector norte). B. Facies intrusivas del sector sur.

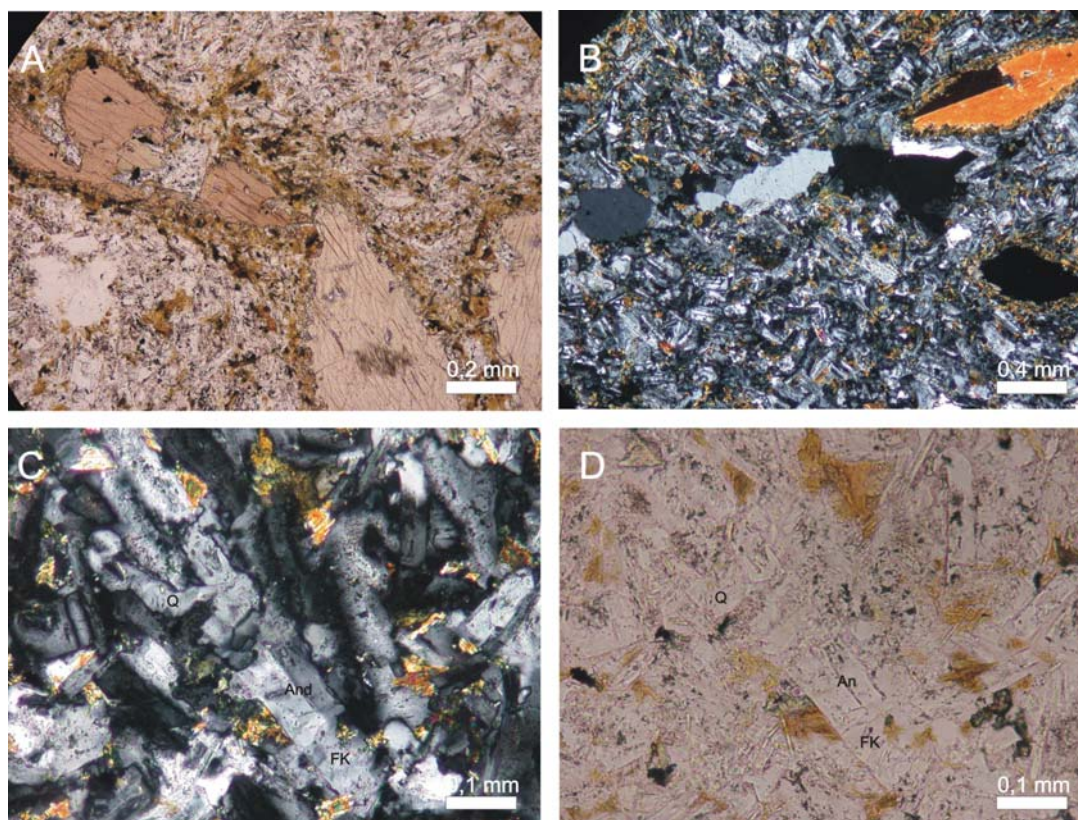


Figura 34. Fotomicrografías de la Adakita Puesto Nuevo. A. Textura porfírica y pasta intersertal, donde se destacan fenocristales de anfíbol con coronas de reacción. B. Detalle de una venilla de cuarzo y feldespato. C y D. Detalle del reemplazo por sílice y feldespato alcalino en un microlito de plagioclasa (con y sin analizador).

pertenecen a una serie calcoalcalina. Para dicha clasificación consideraron los elementos mayoritarios pero no tuvieron en cuenta que el valor de la sílice se halla modificado por la presencia de cuarzo secundario, por lo cual y hasta que no se efectúe una discriminación mediante trazas, se considera, sobre la base de la petrografía, que el protolito de esta roca es andesítico.

Ramos *et al.* (1994, 2004) y Kay *et al.* (1994), además, establecieron que tienen una baja relación isotópica de Sr ($Sr^{87/86} = 0,703209$), similares a los MORB (*basaltos de dorsales oceánicas*), y de $\epsilon_{Nd} = +6,9$, alta concentración de Sr (1440 ppm), alta relación La/Yb (28), baja relación FeO/MgO (1,0), altos valores de Cr (100 ppm) y de Ni (54 ppm) y que no presentan anomalías de Eu. Dadas estas características, definieron estas rocas como típicas adakititas, por lo que se considera que han sido derivadas de un 3 a 5% de fusión parcial de corteza oceánica (Kay *et al.*, 1993, 1994). Las concentraciones de Cr y Ni, sumadas a la baja relación FeO/MgO indican que estos magmas reaccionaron con peridotitas del manto durante su ascenso (Kay *et al.*, 1994). Las bajas relaciones isotópicas ϵ_{Nd} , alto $Pb^{207/204}$ (15,55) junto con las altas concentra-

ciones de Ba (320 ppm), Cs, U y Th, comparadas con los fundidos modelados de N-MORB, indican una baja contaminación de corteza superior (Kay *et al.*, 1994). Las características geoquímicas e isotópicas demuestran que estas rocas son una evidencia directa de fusión de corteza oceánica joven (fusión de basaltos tipo MORB en facies eclogíticas) y como tal han sido asociadas a la colisión de una dorsal contra la trinchera (Ramos *et al.*, 1994, 2004; Kay *et al.*, 1994).

Una breve referencia al marco tectónico en el que se alojan estas rocas se puede sintetizar de la siguiente manera. Los Andes Australes se extienden entre los 46°30' y 52° de latitud sur. El límite norte, establecido por Gansser (1973), coincide con el punto triple de Aysén, punto que en el sector oceánico divide las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana. Este sector de la Cordillera Patagónica se caracteriza por una Faja plegada y corrida, generada por la colisión, a los ~12 Ma (Kay *et al.*, 2004; Ramos *et al.*, 2004), de la dorsal de Chile, que es la responsable del acortamiento y levantamiento de la zona (Ramos, 1999 a y b) y por la existencia de la Zona Volcánica Austral, definida por Stern y Kilian (1996), que consiste de rocas volcánicas adakíticas

(entre ellas la Puesto Nuevo) y unos pocos volcanes (Lautaro, Aguilera, Diablo, Burney y Cook), ambos producto de la fusión parcial de la caliente y joven losa de Nazca subductada (Ramos 1999a; Kay *et al.*, 2004), ubicados al sur del *gap* volcánico asociado con la subducción de la dorsal oceánica (Stern *et al.*, 1976). Más al este, en la región extraandina, se derramaron los basaltos de plateau de las mesetas de la Muerte (Mioceno medio a superior), basaltos que varían en el quimismo y en las relaciones isotópicas ya que son tipo OIB y están asociados a la formación de la ventana astenosférica bajo la placa Sudamericana, producto de la subducción de la dorsal (Kay *et al.*, 2004; D'Orazio *et al.*, 2004).

Relaciones estratigráficas

Su apariencia de domo colapsado sugiere que en el sector sur sus afloramientos intruyen al Complejo El Quemado y a la Formación Río Mayer, que presenta evidencias de alteración por efectos de la temperatura a la que estuvo sometida, mientras que en la parte norte la colada producto del colapso se apoya mediante discordancia angular sobre niveles piroclásticos del Complejo El Quemado. Estos afloramientos están cubiertos por delgados sedimentos cuaternarios.

Correlaciones y edad

Estas rocas se correlacionan, de acuerdo con su quimismo y relaciones isotópicas, con las adakitas Cerro Pampa (47° 55' SL) y Chaltén (49° 25' SL), ubicadas al norte y sur de la aquí tratada. Todas ellas representan un tipo de magmatismo único que pone en evidencia la paulatina y progresiva subducción, hacia el norte, de una losa oceánica joven y caliente por debajo de una corteza continental delgada, tal como lo indican sus edades radimétricas decrecientes de sur a norte (Ramos *et al.*, 2004).

Las relaciones estratigráficas sólo permiten asignarle una edad post cretácica inferior. Riccardi (1971) presentó una datación K/Ar sobre hornblenda en la que la edad absoluta obtenida corresponde al Santoniano (Cretácico superior). Posteriormente, Motoki *et al.* (2003) realizaron estudios geocronológicos sobre 21 circones mediante *laser ablation ICP* y estudiaron 8 granos, de los cuales uno dio Cretácico, otro Mioceno inferior y los 6 restantes Mioceno medio, y definieron una edad concordante de 11,3 a 15,3 Ma. Orihashi *et al.* (2003) determinaron una edad media de $14,1 \pm 3,6$ Ma mediante una datación $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ y otra de $15,9 \pm 0,6$ Ma mediante trazas de fisión. Hirata *et al.* (2003) corroboraron

estos datos, por lo que Ramos *et al.* (2004) pusieron en duda y finalmente desestimaron la edad cretácica, ya que dieron a conocer una nueva edad de plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtenida mediante calentamiento incremental por laser en hornblenda, de $13,12 \pm 0,55$ Ma, correspondiente al Mioceno medio alto.

2.4.4. CUATERNARIO

2.4.4.1. Pleistoceno superior-Holoceno

Depósitos pedemontanos antiguos (18)

Gravas y arenas; limos, arcillas y bloques subordinados

Esta unidad fue descripta por Ramos (1978) como Depósitos aterrazados modernos en la región del lago Cardiel.

En el ámbito de la Hoja se localizan en el sector norte del borde oriental, en los alrededores del río Lista, y en el sector sur, al este de los afloramientos del Basalto Posadas.

Los depósitos pedemontanos antiguos están constituidos principalmente por gravas y arenas, escasamente consolidadas a sueltas, con limos y arcillas subordinados; y escasos bloques. Las gravas son gruesas a finas, con clastos subangulosos a subredondeados, formados principalmente por volcánitas del Complejo El Quemado.

El ambiente de sedimentación corresponde a la progradación de un sistema fluvial formado por abanicos aluviales que coalescieron constituyendo varios niveles de bajadas.

Siguiendo el criterio de Ramos (1978), se asigna esta unidad al Pleistoceno superior con dudas, aunque casi con seguridad alcanzan al Holoceno temprano.

Depósitos glaciares (19)

Till: bloques, gravas, arenas, limos y arcillas

La unidad está formada por till compuesto por material de variado tamaño, desde arcilla hasta bloques, formado por rocas del basamento cristalino y volcánicas del Complejo El Quemado, areniscas jurásicas y cretácicas, y escasas plutónicas. Predominan las gravas sin selección, subangulares y subredondeadas, generalmente con una matriz arenosa y arcillosa.

De acuerdo con la escala de este trabajo, sólo se han mapeado los depósitos más conspicuos, ya que los menores son numerosos y están diseminados a lo largo de todos los valles cordilleranos.

La mayoría de este tipo de depósitos constituyen morenas terminales que se presentan como cuerpos cordoniformes, algunos de ellos dispuestos concéntricamente. Otros, relacionados con morenas de fondo, se encuentran en las partes más bajas de los valles, y están muy disectados por la erosión fluvial.

Los depósitos mejor preservados de morenas terminales (frontales y laterales), se hallan en los campos de las estancias Alma Gaucha, Tucu Tucu y Ñires. En los ríos Mayer y Tucu Tucu se observaron buenos perfiles de la unidad.

En la vega del río Ñires, en el sector inferior del faldeo occidental de la sierra de las Vacas, se observa una serie de depósitos glaciares que tienen una gran extensión lateral, alrededor de 10 km de largo y varios metros de espesor. Los asomos más

representativos se pueden apreciar en la estancia Ñires, presentan una importante participación de bloques de rocas metamórficas de las unidades paleozoicas y de las volcanitas del Complejo El Quemado. Otros depósitos importantes se localizan al este del río Fósiles (fig. 35), en los alrededores del puesto Bajo Comisión y en el río El Bolsón.

Es importante destacar que en algunas áreas los depósitos glaciares y los de remoción en masa son difíciles de separar, ya que sus geoformas son en ciertos casos similares y a su vez están modificadas por la acción fluvial.

En los sectores más elevados de las sierras de las Vacas y Navas hay numerosos valles con depósitos glaciares (morenas frontales y laterales), con bloques angulosos.



Figura 35. Depósitos glaciares al este del río Fósiles.

En la sierra de Sangra se observa actualmente una pequeña porción del Campo de Hielo Patagónico Sur. Una lengua glaciar (glaciar tipo alpino) alcanza el lago Narváez. Este glaciar retrocedió 2 km en los últimos 50 años, como se determinó en base a la comparación entre imágenes satelitales actuales y fotografías aéreas de los años 60 del siglo pasado. Se observan depósitos glaciares actuales y algo más antiguos en el río Narváez.

Entre la pampa del río Ñires y los lagos Nansen y El Bello hay extensas áreas con depósitos glaciares enmascarados por la exuberante vegetación boscosa.

Esta unidad comenzó a generarse en el Pleistoceno superior y perdura hasta la actualidad.

2.4.4.2. Holoceno

Depósitos glacifluviales (20)

Gravas, arenas y limos

La Hoja Monte Tetris está enclavada en una región cordillerana que presenta una morfología glaciar predominante, pero las extensas planicies glacifluviales de los hielos cordilleranos se produjeron en la región extrandina. En el ámbito de la comarca existen numerosos depósitos glacifluviales poco extensos, no mapeables por la escala de este trabajo. En su mayoría se encuentran disectados por acción fluvial y enmascarados por depósitos derivados de procesos de remoción de masa.

Los depósitos más antiguos y conspicuos se hallan en las cercanías de la estancia Hevia, donde se extienden desde la costa oriental del brazo Cancha Rayada hacia el este hasta la costa del lago San Martín. Son inconsolidados, están compuestos por gravas medianas a gruesas, con clastos redondeados en una matriz principalmente arenosa, en la que también hay participación de la fracción limo. La procedencia de este material en su mayoría corresponde a las unidades del basamento cristalino y a las volcanitas del Complejo El Quemado.

Los demás depósitos proglaciares en el ámbito de la Hoja están situados en el sector centro oriental, en las cercanías de la estancia Tucu Tucu. A diferencia de los anteriores, éstos están ubicados próximos a arcos morénicos terminales. Otros depósitos con las mismas características se localizan un poco más al norte, en los alrededores de la estancia Ñires.

Estos depósitos proglaciares presentan una litología y estructura similar entre sí y en general han

sufrido una importante disección por la acción fluvial posterior. Están constituidos por depósitos mantiformes poco compactos de gravas medianas a gruesas con fenoclastos redondeados, con una matriz arenosa. La composición litológica es muy variada, constituida principalmente por fragmentos de volcanitas y de metamorfitas.

A estos depósitos se les asigna una edad holocena, ya que se los asocia con los últimos avances glaciares cuaternarios.

Depósitos de remoción en masa (21)

Bloques, gravas, arenas, limos y arcillas

En el ámbito de la Hoja, las características fisiográficas de la cordillera, la presencia de unidades formacionales muy friables con fuerte deformación tectónica, la intensa actividad glaciar y el efecto del retiro de los hielos, colaboraron con el proceso de remoción en masa, muy activo en la actualidad y responsable de depósitos recientes. Las intensas precipitaciones nivales también favorecen el desequilibrio de las pendientes.

Los procesos de remoción en masa están ampliamente distribuidos en la Hoja, donde generaron y generan en la actualidad extensas áreas con depósitos de materiales sueltos. Éstos se hallan principalmente en las laderas y en los bordes de los depósitos de agradación y de las mesetas basálticas. Muchos de ellos no fueron mapeados por la escala de este trabajo.

Los depósitos de remoción en masa han sido generados por flujos de detritos, avalanchas de rocas, asentamientos rotacionales y caídas de rocas y están constituidos por fragmentos - bloques irregulares y angulosos, gravas, arenas y arcillas - cuya litología está vinculada con las áreas afectadas por cada proceso. Los depósitos son generalmente poco potentes.

Los deslizamientos rotacionales se produjeron en los sectores donde existen mantos o bancos competentes que suprayacen a otros incompetentes, en relieves con fuertes desniveles, y es muy común que evolucionen a flujos densos. Movilizan grandes volúmenes de rocas. Este fenómeno es característico de los bordes de las mesetas estructurales del Basalto Posadas, donde involucra también a las sedimentitas cretácicas infrayacentes.

Otros ejemplos de remoción en masa a partir de deslizamientos rotacionales se observaron en el nordeste de la Hoja, donde intervienen sedimentitas neógenas de la Formación Santa Cruz y gravas de los depósitos agradacionales cuaternarios. Al este

de la estancia Sierra Nevada se observa un depósito de remoción en masa producto de una avalancha de rocas y de un flujo de detritos, constituidos por material de la Adakita Puesto Nuevo y sedimentitas cretácicas (fig. 36).

Es importante destacar que en todas las exposiciones de las sedimentitas cretácicas se observan depósitos de remoción en masa, no mapeables, principalmente en las unidades más friables y deformadas por la tectónica, como en la cuenca de los ríos Fósiles y Mayer y a lo largo del faldeo oriental de la sierra de las Vacas.

Los depósitos de remoción en masa están suavizados y disectados por una fuerte acción fluvial y en algunos casos estos factores contribuyen a que se confundan con depósitos glaciarios.

Se les asigna una edad holocena, pero es probable que existan depósitos más antiguos difíciles de identificar, ya que fueron modelados posteriormente por la acción fluvial.

Depósitos aluviales antiguos (22)

Gravas, arenas, limos y arcillas

Esta unidad se encuentra ampliamente distribuido en toda la Hoja, aunque sus depósitos son de poca extensión superficial, están mal conservados y disectados por la acción fluvial.

Los depósitos aluviales antiguos más extensos y mejor conservados se hallan en la cuenca del río Mayer, en las desembocaduras de los ríos Colón, Colón Chico y Narváez, mientras que en la margen norte sólo se conservan pequeños relictos aislados. También se observaron depósitos sobresalientes en las márgenes del río Ñires, al norte de la estancia

Ensenada y en la desembocadura del río Fósiles, entre otros.

Están compuestos por gravas, arenas, limos y, en menor proporción, arcillas; generalmente están bien estratificados. Las gravas están formadas por clastos redondeados de diámetros variables y con estructura imbricada, mayoritariamente de rocas del basamento cristalino, de rocas volcánicas y en menor cantidad de las sedimentitas cretácicas.

En cuanto a su antigüedad, estos depósitos son posteriores a las últimas glaciaciones, por lo que se los puede asignar al Holoceno inferior.

Depósitos coluviales y aluviales indiferenciados (23)

Gravas, arenas, limos y arcillas

Son depósitos de granulometría variada, provenientes principalmente de la destrucción de las volcánicas del Complejo El Quemado y de las sedimentitas cretácicas, y en menor magnitud de las sedimentitas neógenas. Algunos están asociados a niveles de agradación y a depósitos glaciarios. Se encuentran extensamente distribuidos en toda la comarca, donde cubren pequeños sectores sobre los cambios de pendiente de las laderas. Los de mayor volumen se localizan en las áreas más elevadas, en las sierras de Sangra, Navas y de las Vacas, y en la cuenca del río Fósiles.

Los depósitos están constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas, no consolidados, de variada litología y coloración. En ocasiones enmascaran a depósitos de origen glaciario.

Estos depósitos están aún en formación, por lo que se les asigna una edad holocena tardía.



Figura 36. Depósitos de remoción en masa generados por una avalancha de rocas que finalizó con un flujo de detritos en la Adakita Puesto Nuevo. Los números indican la posición de puntos de referencia en el campo (izquierda) y en la imagen satelital (derecha).

Depósitos aluviales modernos (24)

Gravas, arenas, limos y arcillas

Los depósitos aluviales actuales más conspicuos están asociados a los cauces de los principales cursos de aguas permanentes. Están formados por la acumulación de material de variada procedencia y granulometría, y prevalecen las gravas que proceden de las rocas más duras, principalmente de unidades del basamento cristalino y volcanitas del Complejo El Quemado. Grandes volúmenes de material también provienen de la destrucción de los depósitos glaciares y los niveles de agradación; además, hay aporte de las sedimentitas cretácicas. La matriz está constituida por arenas, limos y arcillas.

Los depósitos presentan variada coloración (gris, verde, rojo y castaño) con tonalidades claras y oscuras, están constituidos por gravas y arenas no consolidadas, normalmente bien estructurados, con estratificación entrecruzada y laminar. Los clastos son redondeados, de diámetros variables y están imbricados. En muchos sectores se encuentra material limo-arcilloso gris constituyendo una capa fina superficial con grietas de desecación.

Desde el punto de vista geomorfológico, esta unidad integra numerosas geoformas, tales como llanuras de inundación, terrazas fluviales recientes, deltas y abanicos aluviales.

El río Mayer es el curso más importante de la comarca, ya que presenta una planicie aluvial muy

extensa, de 30 km de largo y hasta 1300 m de ancho al norte de La Pasarela, al oeste del puesto El Bello de Gendarmería Nacional (fig. 37). El espesor de estos depósitos alcanza los 3 m y están relacionados con las crecientes de las aguas en época de deshielo.

En la pampa de la estancia Tucu Tucu se puede observar, en algunos cañadones, que los depósitos aluviales sobreyacen superficialmente a depósitos glacialacustres. También se presentan en la pampa de la estancia La Josefina, rasgo que es muy común en las áreas que han sufrido fuerte erosión glaciaria.

El río Blanco, en el norte de la Hoja, presenta también asomos extensos y de grandes volúmenes de rocas. Otros depósitos están vinculados con los cauces de los ríos Ñires, Narváez, Colón y Fósiles. Este último tiene una importante planicie de inundación, y en su desembocadura en el lago San Martín ha generado un delta lacustre lobulado de dimensiones considerables, al que se suma el aporte de sedimentos del río El Bolsón, lo que da una superficie aproximada de 6000 m². Otros deltas lacustres, de menor tamaño, se observan en la desembocadura de los ríos Caracoles y Jones, en el Brazo Cancha Rayada y el Brazo Norte, respectivamente.

En el resto del área de trabajo los abanicos aluviales son poco extensos.

Se asigna a estos depósitos una edad holocena tardía, debido a que están aún en formación.



Figura 37. Depósitos aluviales del río Mayer al norte de La Pasarela, al oeste del puesto El Bello de Gendarmería Nacional.

3. ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja Monte Tetris es el producto de la acción combinada de dos estilos diastróficos distintos: por un lado la tectónica que afectó fundamentalmente a las unidades del basamento paleozoico, representada por deformaciones compresivas dúctiles y frágiles, y por otro la estructuración, con rasgos morfológicos sobresalientes, que involucra a las secuencias volcano-sedimentarias pre-miocenas como una faja plegada y corrida de dimensiones regionales. Esta última está vinculada con las mayores alturas de la comarca, interpretadas como producto de algunas fallas extensionales mesozoicas invertidas durante la compresión neógena. En tanto, fuera del ámbito de la Hoja, en la región extraandina se encuentran, en el subsuelo, las estructuras de plegamiento que son propias de la zona subandina, con una cubierta sedimentaria suavemente plegada. Estas características se resumen en la figura 38.

Estructura del Paleozoico

Las unidades del basamento cristalino de la Hoja están constituidas por las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo, que afloran extensamente en los sectores cordilleranos y presenta una estructura interna desarrollada durante la orogénia Gondwánica, con rumbo general NNE a NE. Estas rocas fueron ascendidas mediante fallas inversas de alto ángulo durante el Neógeno y puestas en contacto con unidades más jóvenes, principalmente integradas por rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad jurásica.

La estructura gondwánica más relevante de la comarca es el lineamiento Mackenna (Nullo *et al.*, 1979), que se dispone entre el lago O'Higgins (Chile) y la península Mackenna. Es una falla de rumbo anómalo donde se observa una notable flexura de los pliegues de rumbo N 5°-10° E a otra orientación de rumbo N 40°-55°. Este sistema se asocia a una serie de fallas inversas de rumbo N 15° a 45° O. Este sistema se vuelve a observar en la península Cancha Rayada, con orientación N 55°-70° E, y está caracterizado por pliegues asimétricos cuyos limbos inclinan de 60° a 75° y buzanan hasta 45° SE (Ramos, 1981). Este autor consideró que en este área las rocas de la Formación Río Lácteo evidencian una típica fase diastrófica principal, a diferencia de otras áreas de la Cordillera Patagónica donde fueron afectadas por más de un período de plegamiento (Miller, 1976).

Giacosa *et al.* (2013) describieron un modelo geométrico para los afloramientos ubicados en la península Cancha Rayada, en la margen norte del lago San Martín, donde hay pliegues volcados al norte de rumbo O-E a ENE-OSO, con clivaje de plano axial, en algunos núcleos de pliegues conformados por lutitas, y consideraron que estas estructuras se formaron durante la orogénia Gondwánica, dado que en ambos sectores se encuentran fosilizadas por secuencias subhorizontales mesozoicas.

Las observaciones de campo realizadas en este trabajo, coinciden con las realizadas previamente por Nullo *et al.* (1979) y Ramos (1981), quienes consideraron que la deformación del basamento hacia el norte de la comarca es mayor. Además, describieron una intensa deformación en las rocas metamórficas paleozoicas que no pudieron reconocer en la región del lago San Martín.

Datos previos en áreas aledañas aportaron información del comportamiento tectónico de la región abarcada por la Hoja. Ramos (1979, 1982a), al norte, en el lago Belgrano, midió la dirección de plegamiento, sobre la base de un centenar de mediciones, con registros de 112° y 140° de azimuth con un buzamiento de los ejes al NO. Asociado a este plegamiento se observó, en las pizarras y filitas, un clivaje de fractura con rumbo N 110° E e inclinación dominante 79° al NE. Orientaciones algo diferentes para la misma localidad fueron indicadas por Giacosa (1987), quien observó que la foliación tiene un rumbo N-S a NNE; con dos planos dominantes con rumbos N 14°E, inclinación 72° NO y N18° E e inclinación 66° SE. También describió pliegues de gran tamaño en inmediaciones de la estancia El Rincón, donde alcanzan longitudes de onda de 20 y 50 m, que disminuyen hasta llegar a 10 y 50 centímetros. Algunos son meso y micropliegues con complicaciones en el núcleo de pliegues isópacos, mientras que otros son pliegues secundarios tipo S y Z.

En las adyacencias del lago Nansen, Ramos (1982a) consideró que el plegamiento noreste, ampliamente desarrollado en la región, en forma conjunta con un clivaje de igual orientación, son las estructuras gondwánicas dominantes. La fase principal podría estar relacionada con la colisión de *guyots* o pequeños *plateau* oceánicos con la zona de subducción, lo que podría explicar así la intensa deformación acaecida a fines del Pérmico. Godoy *et al.* (1984) presentaron dataciones radimétricas en rocas similares de Chile a los 45° S, asignando al Pérmico (262±15Ma) la fase de plegamiento con ver-

gencia SO (etapa de construcción progresiva del prisma de acreción). En coincidencia, dada la edad neopaleozoica del último período de homogeneización isotópica postulado por Halpern (1973) y Ramos (1979), las estructuras del basamento cristalino fueron generadas durante el diastrofismo Gondwánico (Du Toit, 1937),.

Fallas directas de alto ángulo (lítricas) permitieron la extensión y la apertura de la cuenca, un *detachment* basal situado dentro del basamento paleozoico, y fallas transversales (Fracchia, 2002).

Estructura y tectónica compresiva andinas

Algunos investigadores consideraron que el desarrollo de la faja corrida y plegada se habría iniciado en el Cenomaniano temprano (Riccardi y Rolleri, 1980; Ramos, 1988, 1989). Sin embargo, investigaciones posteriores indicaron que el levantamiento ocurrió en el pre-Eoceno, asociado con la actividad volcánica del Basalto Posadas y con la sedimentación marina de la Formación Centinela. La intensidad de la deformación fue en aumento, como lo indican los primeros depósitos de la Formación Santa Cruz, y los conglomerados de la Formación Río Correntoso (Ugarte, 1956), al norte de la Hoja. Finalmente, y considerando la edad Rb/Sr más joven del Complejo Plutónico San Lorenzo (9,2 Ma), el último levantamiento habría ocurrido en la parte más interna de la faja como un corrimiento fuera de secuencia (Giacosa *et al.*, 2001).

Ramos (1982a) interpretó que la orogenia Andica tuvo por lo menos dos fases compresivas. La primera de ellas sería responsable del mar patagoniano y del plegamiento de los sedimentos de la Formación Centinela, por lo tanto atribuida a la fase Pehuénchica, mientras que la fase dominante sería la fase Quéchuica, a la que podrían estar asociados ciertos pulsos de alivio tensional y fisuración profunda responsables del emplazamiento de las rocas básicas alcalinas.

Estudios regionales modernos realizados en la Cordillera Patagónica Austral, modificaron en parte este esquema, al poner de manifiesto que la presencia de las dos fases principales de deformación compresiva cenozoica correspondían a la Fase Incaica en el Eoceno y a la Fase Quéchuica en el Neógeno (Giacosa *et al.*, 2013). Kraemer *et al.* (2002), en su síntesis regional de la tectónica de la Cordillera Patagónica Austral, señalaron también un evento del Eoceno y otro del Mioceno tardío-Plioceno temprano. En el Eoceno la deformación se propagó hacia el antepaís y la faja plegada y corrida más interna

se engrosó y elevó con deformación dúctil y corrimientos, que, por ejemplo, generaron en las pelitas de la Formación Río Mayer, en algunos sectores, clivaje de plano axial y una estructura en lápiz por intersección con la estratificación, en tanto que en los sectores distales se produjeron plegamientos de tipo pasivo producidos por flexura.

Durante el Mioceno tardío la deformación se propagó hacia el antepaís y la cuña se engrosó por reactivación frágil de las fallas anteriores, en tanto que en el Plioceno, por la reactivación de las estructuras del basamento.

La estructura actual de la comarca ha sido desarrollada durante diversas fases tectónicas entre los 18 y 8 Ma, que culminaron con la fase Quéchuica de la base del Mioceno superior, entre los 9 y 8 Ma (Ramos, 1989).

El episodio tectónico principal compresivo sucedió en algún momento después del Mioceno medio. Esta compresión ha sido asociada por Ramos (1989) y Flint *et al.* (1994) a la colisión de una dorsal con la fosa, y estarían relacionadas con un cambio litosférico significativo que se atribuye al inicio de la transpresión al sur de la dorsal de Chile (Ramos, 1982a, b). En la región del lago Posadas, Giacosa *et al.* (2001) consideraron que los intrusivos graníticos del Complejo Plutónico San Lorenzo corresponderían a un magmatismo asociado al último levantamiento de la parte más interna de la faja plegada y corrida. Estos emplazamientos habrían ocurrido durante el Mioceno tardío, de acuerdo con la edad Rb/Sr obtenida de 9,2 Ma en las plutonitas.

La faja corrida y plegada descripta a partir de Nullo *et al.* (1979), está formada por corrimientos de vergencia E, de rumbo N-S y que durante su proceso afectaron a las estructuras jurásicas. Está representada por plegamientos muy suaves, con amplios sinclinales y estrechos anticlinales y de ejes horizontales, algunos de los cuales buzan levemente al N y al NNE. Se pueden asociar con estructuras de la Fase Quéchuica de los movimientos Ándicos.

Al norte de la comarca se localiza, en la margen occidental del lago Nansen, una importante estructura retrovergente, que fue denominada bajocorrimiento Nansen por Ramos (1982a, 1989). Este corrimiento tiene una vergencia hacia el E y rumbo aproximado NNE, se presenta a lo largo de toda la Hoja, muestra un trazado sinuoso que insinúa un bajo ángulo de inclinación y expone rocas paleozoicas de la Formación Río Lácteo, a una altura cercana a los 2.000 m sobre el nivel del mar. Hacia el este, el

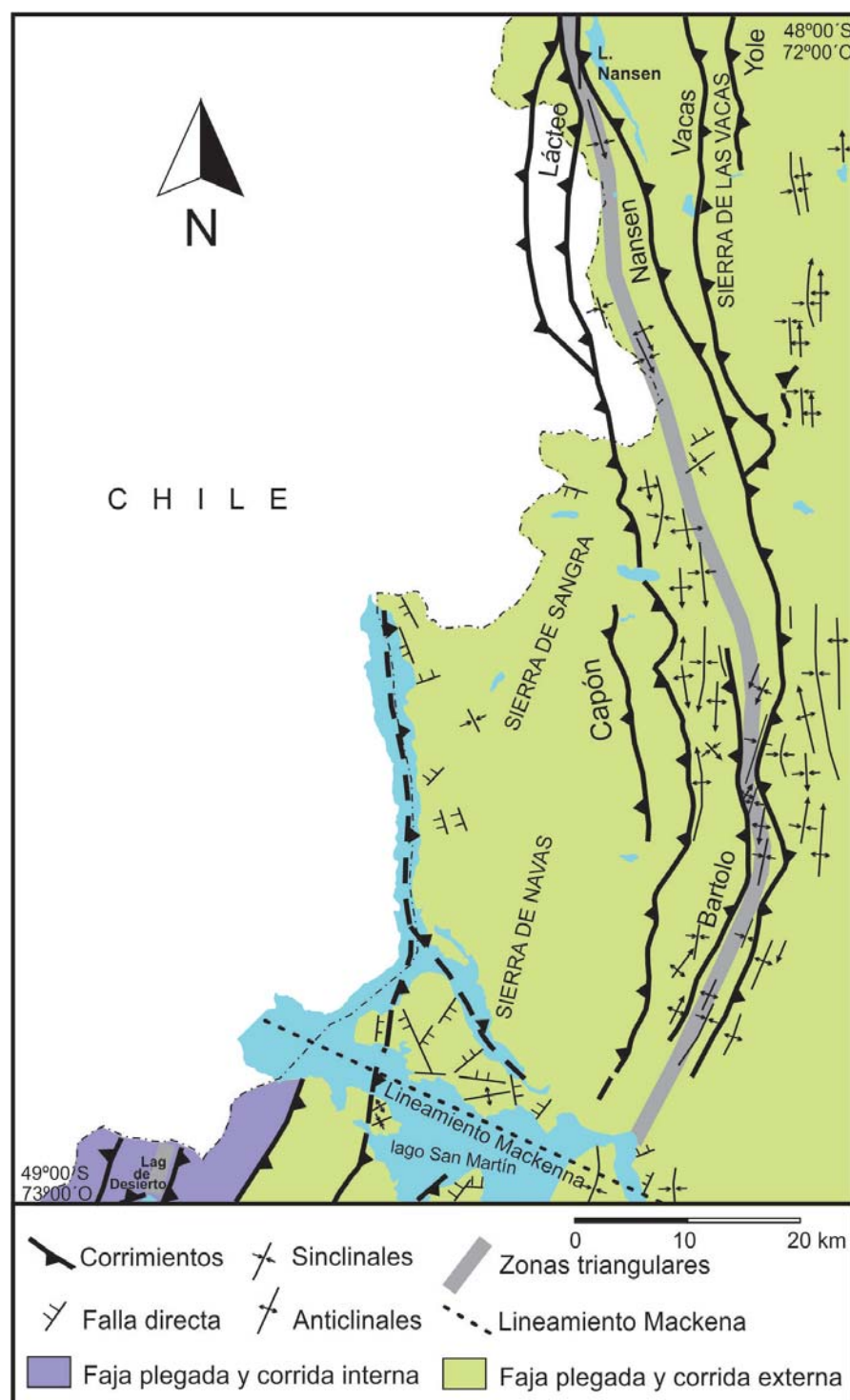


Figura 38. Esquema estructural y geotectónico de la Hoja 4972-I Monte Tetris

retrocorrimiento Vacas (Bajocorrimiento Vacas, Ramos, 1989) se dispone a lo largo del faldeo occidental de la sierra de las Vacas hasta el río Ñires y expone términos del basamento paleozoico con rocas mesozoicas apoyadas en discordancia. El retrocorrimiento Yole (Ramos, 1979, 1982a) expone rocas de la Formación Río Lácteo sobre volcánicas del Complejo El Quemado.

A lo largo del brazo Norte del lago San Martín se localiza una falla inversa de rumbo N-S, que generó un importante rechazo vertical de cientos de metros, con un plano de falla de gran magnitud, que puede superar los 50 metros. Hacia el sur continúa por las penínsulas Cancha Rayada y Mackenna. Rocas de la Formación Bahía de la Lancha y del Complejo El Quemado se cabalgan a sí mismas.

Hacia el este de las sierras de Navas y de Sangra se observa un frente de un corrimiento que generó el cabalgamiento de rocas paleozoicas y jurásicas, y del bloque de la sierra de Sangra, sobre depósitos cretácicos de la cuenca Austral (Ramos, 1981). En este último caso, la falla es más conspicua en la desembocadura del río Fósiles, donde presenta un alto ángulo de plano de falla. Hacia el oriente, sigue una serie de corrimientos paralelos de ángulo de inclinación más bajo, con numerosos pliegues asimétricos que buzan hacia el sur.

En el área de El Bello, la Formación Río Lácteo presenta un plegamiento suave de longitud de onda mayor, que se observa en escala regional y con un rumbo noroeste, probablemente asociado a la orogenia Andica.

En el sector suroccidental de la comarca se observan bloques, producto de fallas inversas de rumbo N-S y con plano de falla de inclinación moderada al E. Al oeste del cerro Trueno, una falla inversa produjo el cabalgamiento entre rocas paleozoicas. Unos 10 km al este se destaca la falla inversa del lago del Desierto, con vergencia O, que generó el cabalgamiento de las rocas de la Formación Bahía de la Lancha sobre las volcanitas jurásicas del Complejo El Quemado.

Ramos (1981) interpretó que durante el Cenozoico el lineamiento Mackenna (Nullo *et al.*, 1979) había actuado como una importante zona de transcurrancia, con un movimiento dextrógiro, con dudas, debido a la presencia de estructuras secundarias en la costa sur del lago San Martín que indicarían un desplazamiento levógiro, que lo relacionaría con el predominio de la orogenia Gondwánica.

4. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja Monte Tetris ocupa un área cordillera con grandes lagos, donde predomina un paisaje montañoso modelado fuertemente por la intensa glaciación que actuó principalmente durante el Pleistoceno. Aún hoy existen en la sierra de Sangra grandes cuerpos de hielo. La alta variedad de rocas con numerosas litologías y colores, le dan a este sector de la Patagonia argentina características propias y atractivas, traducidas en bellísimos paisajes con un alto potencial para el desarrollo turístico.

Desde el punto de vista geomorfológico, la comarca se puede dividir en tres unidades (fig. 39).

La más occidental, caracterizada por el alto relieve cordillerano, corresponde a un paisaje com-

puesto con preponderancia de erosión glaciaria, labrado en las rocas más duras y antiguas del área, el basamento cristalino y las volcanitas jurásicas, con un evidente control estructural y litológico. Este paisaje se extiende desde el límite con Chile por unos 29 km hacia el este y se caracteriza por presentar una gran cantidad de artesas con circos glaciarios y lagos generados por el mismo englazamiento; también se observan morenas y planicies glacifluviales. A todo esto se le suma la presencia de glaciares y en algunas áreas una densa cobertura de bosques naturales y formaciones vegetales más bajas. La erosión fluvial y la remoción en masa posteriores han modificado parcialmente las importantes formas glaciarias.

La segunda unidad ocupa la faja central de la Hoja y está constituida por un paisaje labrado en las sedimentitas cretácicas de la Cuenca Austral, tallado principalmente por la acción fluvial, la remoción en masa y en menor grado por la acción glaciaria, manifestado en relictos de morenas terminales. Se distinguen estratos con una extensa continuidad lateral, que tienen un fuerte control estructural compresivo, y son evidentes los corrimientos de rumbo N-S y los plegamientos. En algunos sectores se observan verdaderos *badlands* (huayquerías). Hay en este extenso paisaje algunas geoformas de origen endógeno tales como coladas volcánicas, planicies estructurales lávicas y cuellos volcánicos.

La tercera unidad, la menos extensa de la Hoja, se encuentra acotada al extremo nororiental de la comarca y está constituida por un paisaje labrado en sedimentitas neógenas con disposición estructural homoclinal.

Cada una de estas unidades está formada por la combinación de paisajes simples y compuestos, que derivan tanto de procesos endógenos como exógenos.

Geoformas derivadas de procesos exógenos

Geoformas y paisajes derivados de procesos glaciarios

El paisaje glaciario predomina a lo largo de toda la cordillera y se extiende hacia el este abarcando importantes áreas. La disposición de las grandes masas de hielo fue controlada fundamentalmente por los lineamientos estructurales regionales y por la inhomogeneidad litológica. Esta región se caracteriza por la gran cantidad de valles en «U» y de lagos generados por las grandes gla-



Figura 39. Esquema geomorfológico de la Hoja Monte Tetris.

ciaciones del Pleistoceno y, además, por la preservación de numerosas morenas marginales. Otras geoformas de acumulación glaciaria son las

planicies glaciales, en general de escaso desarrollo areal y bastante disectadas por la acción fluvial.

La escala de este trabajo sólo permitió mapear las geoformas glaciares más conspicuas, ya que las más pequeñas, aunque son numerosas y están diseminadas a lo largo de todos los valles cordilleranos, no fue posible representarlas.

Las morenas frontales más extensas y mejor conservadas, constituidas por grandes volúmenes de rocas en forma de cordones concéntricos, abarcan amplios sectores de las estancias Alma Gaucha, Tucu Tucu y Ñires, delimitadas entre los ríos Mayer, Potranca, Tucu Tucu y Ñires. Estas geoformas fueron generadas por grandes masas de hielo que avanzaron desde el noroeste. Además, estos glaciares formaron morenas laterales sobre el pie de monte del faldeo occidental de la sierra de las Vacas, que se manifiestan como extensos cordones longitudinales de alrededor de 10 km de largo y varios metros de espesor. Se pueden observar asomos representativos, con una importante participación de bloques erráticos de rocas de basamento, en la estancia La Ensenada. Hacia el oeste de estos cordones existe un área con morenas de fondo que se apoyan sobre rocas del basamento cristalino, enmascaradas por una densa cobertura boscosa.

En la península Cancha Rayada se observaron morenas laterales de la inmensa glaciación que se localizaba en el lago San Martín, posiblemente del estadio Finiglacial de Caldenius (1932).

Muchas de estas geoformas fueron generadas en el estadio Finiglacial y otras en el período neoglacial, ya que incluso varios de estos valles contienen en la actualidad hielos permanentes en sus

circos. De igual manera, se repite en los valles de la sierra de Navas, con una mayor participación de bloques erráticos angulosos.

La sierra de Sangra posee actualmente una pequeña porción del Campo de Hielo Patagónico Sur. Una lengua glaciaria, del tipo glaciar alpino, alcanza al lago Narvárez, en sus orillas se observaron morenas frontales recientes y, aguas abajo, morenas laterales y frontales. Lo mismo ocurre en el lago Colón, unos 7 km al norte. También se pudo comprobar el retroceso de estos glaciares durante los últimos 50 años, sobre la base de la comparación entre imágenes satelitales actuales y fotografías áreas de los años 60 del siglo pasado.

Morenas terminales disectadas por la erosión fluvial y la remoción de masa se localizan en la margen oriental del río Fósiles, en las cercanías del puesto Bajo Comisión (fig. 40) y en el río El Bolsón. También, en los valles glaciarios de la laguna del Desierto y en la región del lago Nansen.

Otras geoformas de acumulación glaciaria, vinculadas también con las glaciaciones más jóvenes, son las planicies glacifluviales. En la comarca la mayoría de estas geoformas tienen poca extensión superficial debido a las características del paisaje montañoso, pero en los sectores extraandinos aledaños se han desarrollado ampliamente.

Dada la escala de trabajo, se han delimitado pocas planicies glacifluviales. La más extensa está localizada en la margen norte del lago San Martín, entre la costa este del brazo Cancha Rayada y el delta del río Fósiles, donde constituye una superficie



Figura 40. Morenas terminales y bloques erráticos en cercanías del puesto Bajo Comisión.

de escaso relieve y baja pendiente. Otras menores se hallan en la laguna del Desierto y en los alrededores de las estancias La Ensenada y Ñires.

En cuanto a las geoformas de erosión glaciaria, las artesas y los circos glaciarios son los rasgos más comunes y evidentes, fácilmente reconocibles incluso en las imágenes satelitales. Las artesas glaciarias son amplias y exhiben los típicos perfiles transversales en forma de «U». También son comunes los valles colgantes producto del cambio de nivel de base por la acción fluvial. Algunas de estas artesas fueron ocupadas por cuerpos de agua, tales como los lagos San Martín, Nansen y Narvárez, entre otros.

En las márgenes de muchos lagos, en las rocas circundantes se observan geoformas de menor magnitud, como rocas aborregadas, surcos, estrías y marcas semilunares, indicadores también de la acción glaciaria.

Geoformas y paisajes derivados del proceso fluvial

Las características climáticas del área cordillerana patagónica, con precipitaciones aproximadas de 2000 mm anuales, sumado a la presencia de áreas englazadas y de numerosos lagos, determinan la existencia de numerosos cursos permanentes y espejos de agua.

En el ámbito de la Hoja, la red de drenaje del paisaje labrado en las rocas cretácicas está controlada por lineamientos estructurales locales y regionales y por la inhomogeneidad litológica que genera áreas más fácilmente erodables. En el paisaje gla-

ciario el escurrimiento de las aguas está delimitado por la disposición de las artesas y de las morenas.

La red de drenaje en las planicies lávicas tiene un diseño anárquico, constituido por numerosos cursos temporarios.

Desde el punto de vista hidrológico, el río Mayer es el más caudaloso de la comarca. Es permanente, de hábito anastomosado y transporta una importante carga de sedimentos a través de un amplio valle proporcionado, de origen glaciario. Sus aguas provienen de las lluvias y del deshielo de algunos glaciares que se localizan en la sierra de Sangra. Desde sus nacientes, drena de sur a norte hasta el Hito 60, donde entra a territorio chileno. En este tramo recibe numerosos afluentes caudalosos. Los tributarios más importantes son los ríos Ñires, Carbón, Narvárez, Capón y Carrera, entre otros. Abanicos aluviales y bajadas se han reconocido en la desembocadura de los ríos Colón y Colón Chico.

La planicie aluvial del río Mayer tiene en algunos sectores un kilómetro de ancho y en otros 25 m, debido al fuerte control litológico y estructural; la angostura más importante se observa en La pasarela, al oeste del puesto El Bello (fig. 41).

El río Carrera es un río joven y muy caudaloso que nace en el lago Nansen. Su curso drena encajonado en todo su recorrido y no tiene desarrollo de planicie aluvial, debido a un fuerte control estructural y litológico. En su desembocadura en el río Mayer genera un abanico aluvial. Es importante destacar que el lago Nansen se encuentra encadenado con otros grandes cuerpos de agua, los lagos Belgrano y



Figura 41. Vista al noroeste de la angostura del río Mayer en La Pasarela, al oeste del puesto El Bello.

Volcán, entre otros, que colectan las aguas de lluvias y del deshielo de algunos glaciares del monte San Lorenzo, en la Hoja situada al norte.

El río Ñires es también de aguas permanentes. La red de drenaje tiene varios diseños, ya que en el primer tramo, entre las estancias Ñires y La Ensenada, presenta un diseño con un fuerte control estructural sin desarrollo de planicie aluvial. Continúa otro tramo con diseño meandriforme que divaga en una extensa planicie aluvial, donde hay meandros abandonados (fig. 42). El último tramo, desde la vega del Ñires hasta el río Mayer, nuevamente se caracteriza por el importante control estructural y litológico dado por las metamorfitas de la Formación Río Lácteo, sin desarrollo de planicie aluvial.

El río Fósiles es permanente y caudaloso; en su primer tramo es meandriforme, debido a un fuerte control estructural que afectó a las sedimentitas cretácicas, con poco desarrollo de planicie aluvial. En su tramo final tiene un diseño anastomosado, con un mayor desarrollo de planicie aluvial, mientras que en su desembocadura generó un importante delta lobulado sobre el lago San Martín (fig. 43).

Geoformas derivadas de procesos de remoción en masa

En el ámbito de la Hoja se han observado deslizamientos, flujos de detritos y caída de rocas derivadas de los procesos de remoción en masa.

Predominan los deslizamientos rotacionales y multirotacionales en los bordes de las coladas y las planicies estructurales lávicas, dado por el apilamiento de sucesivos mantos lávicos que se apoyan sobre sedimentitas friables cretácicas, generando condiciones litológicas y morfológicas que favorecen estos procesos. Se observan principalmente en los bordes de las coladas de los cerros Lobuna y Meseta, donde estas geoformas son el resultado de la movilización de grandes volúmenes de masas que generaron depósitos que abarcan gran extensión superficial. Muchos de los deslizamientos culminan en flujos, como se aprecia en el extremo norte del afloramiento de la Adakita Puesto Nuevo (véase figura 36).

Al norte del río Lista se observaron deslizamientos rotacionales y planares en las sedimentitas cretácicas y cenozoicas.

En toda la extensión de la Hoja es muy frecuente observar las cicatrices de arranques acompañadas de pequeños movimientos de masas de rocas, como por ejemplo en las nacientes del río Fósiles.

Al este de la bahía de la Lancha, frente a la estancia Sierra Nevada, existe una avalancha de rocas que culmina en un flujo, donde se observa la zona de arranque, la corona, la escarpa principal, constituida por pendientes abruptas y empinadas, y al final el lóbulo del flujo.

En las escarpas de los frentes de las coladas lávicas también se observan caídas de rocas.



Figura 42. Vista al norte del tramo con diseño meandriforme del río Ñires, con numerosos meandros abandonados.



Figura 43. Delta del río Fósiles en el lago San Martín.

Planicies estructurales con cubierta de gravas

En el extremo noreste de la Hoja Monte Tetris se observa una planicie estructural con cubierta de gravas, de poco desarrollo areal. Corresponde a depósitos pedemontanos antiguos formados por gravas, arenas y bloques que suprayacen a las sedimentitas de la Formación Santa Cruz.

Geoformas derivadas del proceso eólico

En esta región el viento es un factor geomórfico muy importante, pero sólo se han observado pequeñas dunas en las planicies aluviales y terrazas fluviales de los ríos Mayer y Lista, preferentemente al reparo de la vegetación.

Geoformas derivadas de procesos endógenos

En el esquema geomorfológico de la Hoja, dentro del paisaje labrado en las sedimentitas cretácicas sobresalen varias geoformas de origen endógeno, debidas a la importante actividad volcánica.

En el cerro Meseta y sus alrededores se observa una planicie estructural lávica, formada por coladas del Basalto Posadas que se derramaron sobre sedimentitas friables cretácicas. En los bordes hay abruptas bardas subverticales y verticales con escarpas de erosión en activo retroceso por remoción en masa, con deslizamientos rotacionales y flujos. La red fluvial es muy acotada y anárquica.

Coladas importantes se observaron en la sierra Lobuna, fuertemente modificadas por la remoción en masa. Al este de la bahía de la Lancha, inmediatamente al sur del arroyo El Bolsón, existe una colada de 3200 m de largo por 900 m de ancho con un espesor promedio de aproximadamente 200 m asociada a un intrusivo, correspondiente a la Adakita Puesto Nuevo (fig. 33). En sus bordes hay caídas de rocas y en el sector más occidental, al este de la estancia sierra Nevada, una avalancha de roca que culmina en un flujo (Fig. 36).

También se han identificado cuellos volcánicos, tales como los que se ubican en los cerros Sinvergüenza (Basalto de la Sierra Lobuna) y Juanete (Basalto Posadas), entre otros, expuestos por erosión diferencial.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas que afloran en la comarca forman parte del basamento de la Cordillera Patagónica, compuesto por sedimentitas anquimetamórficas desde el lago San Martín hacia el sur, y por metamorfitas de grado muy bajo hacia el norte, representadas por las formaciones Bahía de la Lancha y Río Lácteo, respectivamente. Ambas unidades se diferencian por el variable grado metamórfico y constituyen un extendido depósito turbidítico marino de margen pasivo en ambiente

de plataforma y talud, con aisladas y ocasionales exposiciones psefíticas interpretadas como depósitos glaciarios subácueos, cuya edad estaría asociada al lapso Devónico medio a Carbonífero inferior tardío, y que fueron deformadas y metamorfiizadas durante el Pérmico. El metamorfismo y la deformación varían de sur a norte y de oeste a este (Giacosa et al., 2001) y se habría generado por la colisión con guyots o pequeños plateau oceánicos (Ramos, 1982a).

Vinculado con la fragmentación del Gondwana occidental, en el Jurásico comenzó una etapa de rift que marca el inicio de la construcción de la Cuenca Austral, generó la exposición de las rocas paleozoicas y su intensa erosión y la formación de hemigrábenes donde se depositaron sedimentos fluviales en ambiente de abanicos aluviales, representados por la Formación El Bello. Concomitante, en parte, con la etapa final de la sedimentación, hacia el Jurásico medio se implantó un arco magmático a lo largo del margen pacífico de Gondwana caracterizado por vulcanitas principalmente ácidas, subaéreas, que constituyen el Complejo El Quemado. Con el cese del vulcanismo y de la fracturación extensional comenzó una etapa de subsidencia termal y es así como las vulcanitas pasan en relación concordante y transicional a los depósitos continentales y marinos de la Formación Springhill, seguida también concordantemente por las pelitas de plataforma de la Formación Río Mayer, del Valanginiano- Hauteriviano al Albiano que indican el máximo transgresivo de la ingresión cretácica (Giacosa et al., 2013). Las secuencias regresivas en esta región están representadas por las formaciones Río Belgrano y Kachaique, con facies marinas proximales que gradan a depósitos psamíticos gruesos y conglomerados con restos de troncos en la primera, y depósitos de un medio litoral costero que pasan a sedimentos propios de ambiente fluvial en la segunda. El aporte de material piroclástico de esta última unidad provendría del vulcanismo del Grupo Divisadero, implantado en el norte de la comarca. Las formaciones Río Tarde y Cardiel, ésta ya en el Cretácico superior, indican el retiro total del mar.

Asociado con la colisión de dorsales oceánicas en un ambiente de retroarco, en el entorno del límite entre el Cretácico y el Paleógeno se generaron dos episodios magmáticos, el Basalto de la Sierra Lobuna y la Traquita del Cerro Rosado. Esta última unidad, según Ramos (2002), podría corresponder a rocas adakíticas muy diferenciadas derivadas de fusión de corteza oceánica previa a la colisión de la dorsal

oceánica durante el Eoceno. La dorsal Aluk- Farallón colisionó con el margen pacífico en el Eoceno inferior, proceso que ocasionó un atenuamiento cortical y el desarrollo de una ventana astenosférica. En este marco se generaron las rocas alcalinas del complejo magmático conformado por la Essexita Río Carbón y el Basalto Posadas (Ramos y Kay, 1992; Ramos et al., 1994). En ciertas áreas, intercaladas en las coladas de este último se depositaron sedimentos fluviales y palustres de la Formación Río Lista. De esta edad es la Fase Incaica, la primera de las fases compresivas cenozoicas, durante la que se propagó la deformación al antepaís, con el engrosamiento y elevación de la faja plegada y corrida interna, acompañada por deformación dúctil y corrimientos.

Durante el Oligoceno superior una transgresión de magnitud se produjo en la región patagónica. En el área cordillerana este episodio está reflejado por los sedimentos de la Formación Centinela, constituidos por fracciones clásticas de conglomerados hasta pelitas depositados en un medio marino cercano a la costa y caracterizados por la abundancia de invertebrados. Hacia el Mioceno inferior comenzó una programación de depósitos continentales epi y piroclásticos que yacen en transición sobre las sedimentitas marinas, reunidos en la Formación Santa Cruz, pródiga en restos de vertebrados, que perduró hasta el Mioceno medio. En esta época tuvo lugar el emplazamiento de la Adakita Puesto Nuevo, vinculado con fusión de corteza oceánica joven previo a la colisión de un sector de la dorsal de Chile.

Hacia el Mioceno superior se produjo la segunda fase de deformación compresiva cenozoica, la Fase Quéchuica, que originó, a grandes rasgos, la configuración estructural actual de la faja plegada y corrida y de la comarca cordillerana patagónica en general.

Depósitos glaciarios pleistocenos y holocenos, hasta actuales, se desarrollaron en toda la comarca. Hay registros de posibles depósitos de morenas del estadio Finiglacial de Caldenius (1932) y de numerosas formas glaciares del Neoglacial. Inclusive, una pequeña porción del Campo de Hielo Patagónico Sur se halla en la sierra de Sangra. En la actualidad, tanto los procesos fluviales que modifican notoriamente las geoformas glaciarias en los sectores más bajos de la Hoja, donde han elaborado grandes planicies aluviales, como la del río Mayer, y los de remoción en masa, cuyos productos se pueden confundir habitualmente con las formas glaciarias, son los procesos dominantes.

6. RECURSOS MINERALES

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Son muy escasas las yacencias minerales en todo el ámbito de la Hoja, ya que éstas sólo consisten en aisladas manifestaciones de arcillas carbonosas y delgados mantos de carbón. Estos depósitos fueron estudiados por geólogos de Yacimientos Carboníferos Fiscales en la década del 40 del siglo pasado y la mayoría de sus conclusiones figuran en informes inéditos, reunidos en la magnífica síntesis de Borrello (1956), ineludible obra de consulta que compendia el conocimiento que se tenía hasta esa época de los combustibles sólidos minerales de Argentina.

Cerro Pizarra

Situado en la cuenca del río Lista, a unos 1000 m s.n.m., esta manifestación fue evaluada en 1942 por profesionales de YCF, posteriormente Borrello (1943b) efectuó estudios en la región del río Lista y alrededores, completando en 1952 los informes previos. Finalmente, en los años 1979-1980 YCF realizó estudios en niveles arcillo-carbonosos de la Formación Río Lista, con el objeto de evaluar las reales posibilidades carboníferas en este sector de la cuenca.

En el faldeo occidental del cerro Pizarra aparecen afloramientos reducidos de la Formación Río

Lista que aloja varios niveles arcillo-carbonosos (Carrizo y Cabrera, 1980). Entre los niveles carbonosos podemos mencionar, por su desarrollo:

Nivel 1: Arcilla carbonosa y arcilitas pardo oscuras, hojosas. Aisladamente se observan venas vitrificadas muy delgadas. Inclinación 30° NE, espesor 0,45 m.

Nivel 2: Arcillas carbonosas y carbón arcilloso, con delgadas venas vitrificadas. Inclinación 38° NE, espesor 0,45 m.

Nivel 3: Carbón arcilloso con intercalaciones de arcilla carbonosa y carbón brillante. N 346°/50 NE, espesor 0,93 m.

Río Carbón

Esta manifestación está situada al norte del río Carbón, a 1030 m s.n.m., y fue evaluada por YCF (Carrizo, 1979). En este sector aparecen pequeños asomos de la Formación Río Lista donde se pueden observar arcilitas carbonosas con intercalaciones de carbón arcilloso y venas vitrificadas.

Cuenca del río Mayer

Borrello (1956), sobre la base de estudios de campo de Simonato (1942) y Borrello (1943b), mencionó la presencia de al menos seis mantos de carbón, de 35- 40 cm de espesor el más potente, intercalados en arcilitas, arcilitas carbonosas y areniscas grises, atribuidas a la Formación Kachaique, aflorantes en el valle del arroyo Carbón (río Carbón

Cerro Pizarra: Análisis del Mineral (Inf. N° 11/80 YRT)

Muestra	N°1	N°2	N°3
Humedad	7,2 %	5,7 %	8,9 %
Materiales Volátiles	15,4 %	29,7 %	29,4 %
Cenizas	74,2 %	57,7 %	56,4 %
Carbono fijo	3,2 %	7,0 %	5,3 %
Coque	77,4 %	64,6 %	61,7 %
PSC, Calk	1.458	2.839	2.645

Río Carbón: Análisis del Mineral (Inf N° 28/79 YRT)

Muestra	N°1	N°2	N°3
Humedad	12,4 %	5,4 %	12,4 %
Materiales Volátiles	36,6 %	31,3 %	33,4 %
Cenizas	16,6 %	40,7 %	39,9 %
Carbono fijo	34,4 %	22,6 %	14,3 %
Coque	51,0 %	63,3 %	54,2 %
PSC, Calk	5.527	4.139	3.719

Cuadro 3. Análisis químicos de carbones de las manifestaciones Cerro Pizarra y Río Carbón.

en el mapa topográfico del IGN), que desagua en el río Mayer a la latitud de la estancia Río Carbón.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Sección tipo de la Formación El Bello

En las inmediaciones del paso fronterizo del río Mayer, en cercanías del puesto El Bello de la Gendarmería Nacional Argentina, se encuentra la sección tipo de la Formación El Bello ($48^{\circ} 15' 22''$ S - $72^{\circ} 16' 32''$ O), de aproximadamente 300 m de espesor (Fig. 44). Esta unidad fue establecida por Escosteguy *et al.* (2014) para denominar una sucesión clástica continental formada principalmente por conglomerados y areniscas, con escasa participación de pelitas, que incluye hacia su techo intercalaciones de rocas piroclásticas, como tobas y aglomerados volcánicos (véase figs. 7, 8, 9). La edad de estos depósitos es jurásica inferior a media, yacen en discordancia sobre el basamento pre-jurásico de la Cordillera Patagónica (formaciones Río Lácteo y Bahía de la Lancha) y están sucedidos transicionalmente por las vulcanitas del Complejo El Quemado, del Jurásico medio- Cretácico temprano.

Este sitio es un magnífico ejemplo del relleno inicial clástico de los hemigrábenes generados en el margen occidental de Gondwana a partir del Triásico tardío y que perduraron durante el Jurásico, como parte de la fragmentación del supercontinente, y

como tal tiene alto interés didáctico, estructural y estratigráfico.

Lectoestratotipo de la Formación Río Lista y vinculación con el Basalto Posadas

En la incipiente cordillera patagónica, durante el Eoceno se registraron generalizadas efusiones basálticas, agrupadas en el Basalto Posadas. En forma contemporánea, como lo indican las dataciones radimétricas y los análisis paleontológicos de las dos unidades involucradas, se produjo la depositación de sedimentos continentales generados en ambientes fluviales y palustres de la Formación Río Lista. Hasta el momento, el contacto entre ambas unidades solamente se había observado en el curso del río Correntoso, en las cercanías del lago Ghío, al norte de la Hoja, en una sección afectada por una importante estructura regional (Giacosa *et al.* (2001). Afortunadamente, en el transcurso de las tareas de campo destinadas a la confección de este trabajo, el estudio de un perfil ($48^{\circ} 02' 04''$ S - $72^{\circ} 03' 02''$ O) de la Formación Río Lista, definido como lectoestratotipo, en las inmediaciones de la localidad tipo de la unidad, permitió determinar la existencia, en su sección media, de una intercalación de lavas basálticas del Basalto Posadas, que certifica la coetaneidad de ambas formaciones (véase figs. 24 y 25).

En las cabeceras del río Lista, Borrello (1956) describió a un conjunto de estratos de origen conti-



Figura 44. Vista de la sección tipo de la Formación El Bello.

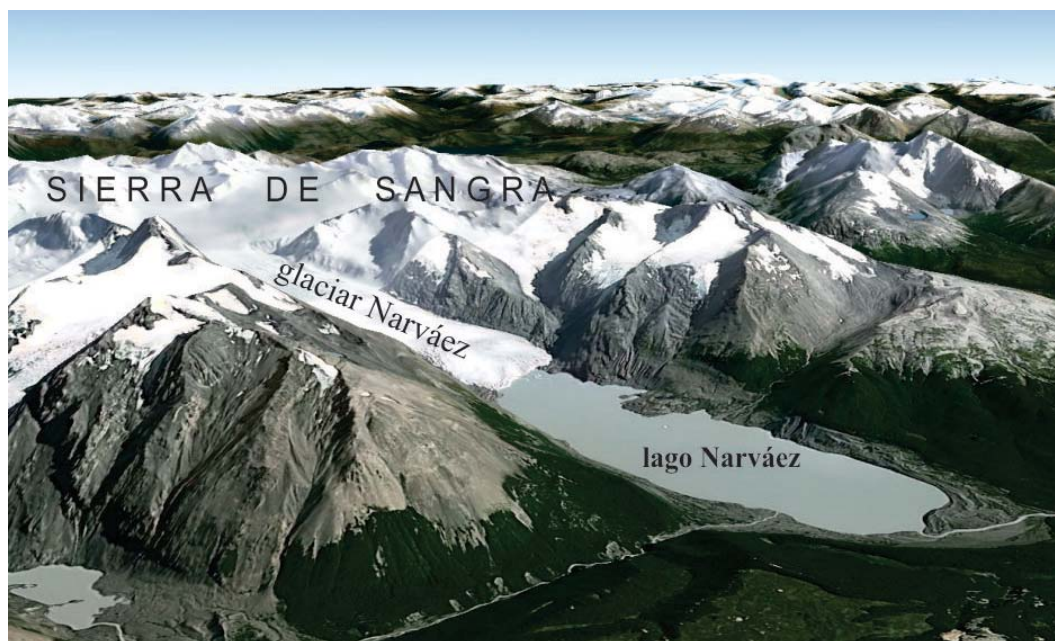


Figura 45. Glaciar Narváez (imagen satelital).

mental con mantos de carbón que denominó con el nombre de «Listense».

Glaciar Narváez

En la actualidad, el glaciar Narváez es parte de los últimos relictos septentrionales del Campo de Hielo Patagónico Sur, que subsisten en esta región, desde la mayor extensión glaciaria que tuvo lugar a partir del Mioceno tardío y hasta el Pleistoceno. Está situado en la sierra de Sangra, en un relieve cordillerano donde el paisaje glaciario es el predominante, y fluye en un valle labrado en las rocas más antiguas, duras y deformadas de la comarca, como son las metamorfitas paleozoicas y las vulcanitas jurásicas. Se destaca por su tamaño de otros glaciares más pequeños que se hallan en los alrededores. Tiene una dimensión de 5 km de longitud y 1,2 km de ancho y su lengua glaciaria llega hasta el lago del mismo nombre (Fig. 45).

Bahía de la Lancha

La bahía de la Lancha conforma el brazo suroccidental del lago San Martín. Enmarcada en una región de notable belleza natural, y de relativamente fácil acceso, en sus márgenes aflora una de las unidades que constituyen el basamento de la Cordillera Patagónica Austral, la Formación Bahía de la Lancha. Los estratos de areniscas y pelitas que la integran fueron generados en un ambiente marino de plataforma, posiblemente en un margen continental pasivo. La edad es referida al lapso Devónico- Carbonífero. Estas rocas fueron muy débilmente metamorfizadas durante el Pérmico, y también intensamente deformadas en pliegues apretados a isoclinales, verticales y/o volcados hacia el norte, con un incipiente clivaje de fractura.

Por todo ello, este es un sitio relevante, de gran interés paisajístico, estratigráfico y estructural.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE-URRETA, M. B., 1985. Informe paleontológico de los perfiles de la cuesta del Oro, veranada de Gómez y boliche Mondelo, Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de Buenos Aires, (inédito). Buenos Aires.
- AGUIRRE-URRETA, M. B., 1987. La icnofacies Teredolites en el Cretácico de la Cuenca Austral Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 143-148, San Miguel de Tucumán.
- AGUIRRE-URRETA, M. B., 1991. Paleogeography and biostratigraphy of the Austral basin (Argentina-Chile) and appeal for sound systematic. Episodes, 13(4): 247-255.
- AGUIRRE-URRETA, M. B., 2002. Invertebrados del Cretácico inferior. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, 2 (6): 439-459, Buenos Aires.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. y V. A. RAMOS, 1981. Crustáceos Decápodos del Cretácico inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. En: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Volkheimer, W. y E.A. Musacchio (Eds.), Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 599-623.
- AGUIRRE-URRETA, M. B. y A. C. RICCARDI, 1989. Albian heteromorph ammonoids from southern Patagonia, Argentina. Journal of Paleontology, 62 (4): 598-614.
- AGUIRRE-URRETA, M. B., M. SUÁREZ, R. de la CRUZ y V. A. RAMOS, 2007. Ammonoids (Crioceratitidae, Hauterivian) from the Austral Basin, Chile. Ameghiniana 44(2): 387-397, Buenos Aires.
- ALEXANDER, W., A. KELLNER, M. B. AGUIRRE-URRETA y V. RAMOS, 2003. On the Pterosaur Remains from the Río Belgrano Formation (Barremian), Patagonian Andes of Argentina. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, 75(4): 487-495.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias, 6: 1-1028, Córdoba.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica de la Argentina. Segundo Censo Nacional de la República Argentina, Territorio 1: 115-228.
- AMEGHINO, F., 1900. Mamíferos del Cretácico inferior de Patagonia (Formación de las areniscas abigarradas). Museo Nacional Buenos Aires, 3 (8) :1-568.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faune mammalogiques et celles de l'ancien continent. Museo Nacional de Buenos Aires, Anales 15 (ser. 3), (8): 1-568.
- ARBE, H. A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral, inédito.
- ARBE, H. A., 1987. El Cretácico en la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras (3ª etapa), 9: 91-110. Buenos Aires.
- ARBE, H. A., 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. En: Chebli, G y L. Spalletti (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 419-442, Universidad Nacional de Tucumán.
- ARBE, H. A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, 1 (8): 103-108.
- ARCHANGELSKY, S., A. ARCHANGELSKY y G. CLADERA, 2012. Palinología y paleoambientes en el perfil de Bajo Comisión (Cretácico), provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 14: 23-39, Buenos Aires.
- ARDOLINO, A., M. FRANCHI, M. REMESAL y F. SALANI, 1999. La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia Extraandina. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Mine-ro Argentino. Anales 29 (18): 579-612. Buenos Aires.
- AUGUSTSSON, C., 2003. Provenance of late Palaeozoic sediments in the Southern Patagonian Andes: age estimates, sources, and depositional setting. Westfälische Wilhelms-Universität, Tesis Doctoral, inédito, 94 pp. Münster.
- AUGUSTSSON, C. y H. BAHLBURG, 2003. Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'-48°30'S). Geological Society, Special Publications 208: 253-268. Londres.
- AUGUSTSSON, C., C. MÜNKER, H. BAHLBURG y C. M. FANNING, 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. Journal of the Geological Society, 163: 983-995. London.
- BALDONI, A. y V. RAMOS, 1981. Nuevas localidades con plantas fósiles cretácicas en la Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 743-759. Buenos Aires.
- BELL, C. M. y M. SUÁREZ, 2000. The Río Lácteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny

- in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 133-145.
- BIANCHI, J. L., 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector occidental de la Cuenca Austral, durante las campañas 1964-65 y 1965-66. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, trabajo inédito B-39, 77 pp.
- BLASCO, G. y C. PROSERPIO, 1978. Variación cronológica de los términos superiores de la Formación Río Mayer, entre la margen sur del lago Viedma y el paralelo 50°, provincia de Santa Cruz. 7° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes: 65.
- BLASCO, G., F. E. NULLO y C. A. PROSERPIO, 1979. *Aspidoceras* en Cuenca Austral, Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 282-293.
- BLASCO de NULLO, G., F. E. NULLO y V. PLOSKIEWICZ, 1980a. El género *Colchidites* Djanelidze, 1926 y la posición estratigráfica del género *Hatchericeras* Stanton, 1901 en la estancia Tucutucu, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 41-58.
- BLASCO de NULLO, G., F. E. NULLO y C. A. PROSERPIO, 1980b. Santoniano-Campaniano: Estratigrafía y contenido ammonitífero. Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (4): 467-499.
- BLISNIUK, P. M., L. A. STERN, C. P. CHAMBERLAIN, B. IDELMAN y P. K. ZEITLER, 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230: 125-142.
- BONARELLI, G. y J. J. NÁGERA, 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 27, Serie B (Geología), 39 p. Buenos Aires.
- BORRELLO, A. V., 1943a. Datos sobre la geología regional del área comprendida entre los lagos Pueyrredón y San Martín. Yacimientos Carboníferos Fiscales, inédito, Buenos Aires.
- BORRELLO, A. V., 1943b. Afloramientos carboníferos de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, inédito, Buenos Aires.
- BORRELLO, A. V., 1956. Combustibles sólidos minerales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas 5: 26-665, Buenos Aires.
- BORRELLO, A. V., 1967. Estado actual del conocimiento geológico del Flysch en la Argentina. *Revista Museo de La Plata (nueva serie), Geología*, 6: 125-153, La Plata.
- BORRELLO, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Minería, Anales 14: 1-188, Buenos Aires.
- BUSTEROS, A., 1982. Estudio petrográfico de 26 muestras correspondientes a la Hoja 52 a-b, Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- BUSTEROS, A. y O. LAPIDO, 1983. Rocas básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del Lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 427-436. Buenos Aires.
- CABRERA, A., 1927. Sobre un pez fósil del lago San Martín. *Revista Museo de La Plata*, 30: 317-319.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección de Minas y Geología, Publicación 95: 1-150, Buenos Aires.
- CAMACHO, H. H., J. P. SPIKERMAN y F. MEDINA, 1993. Observaciones geológicas en el área del lago del Desierto (provincia de Santa Cruz). *Sociedad Científica Argentina, Anales* 223 (1): 7-31, Buenos Aires.
- CANDE, S. C. y R. B. LESLIE, 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B1): 471-496.
- CASAMIQUELA, R. M., 1965. Estudios icnológicos. Análisis de *Orchesteropus atavus* Freng. y una forma afín del Paleozoico de la Argentina. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie)*, 4, Paleontología, 24: 187-244.
- CARRIZO, R., 1979. Informe geológico preliminar de la zona río Lista - Río Chico, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Inédito.
- CARRIZO, R., 1981. Reconocimiento geológico carbonífero en la franja cordillerana comprendida entre el norte del lago Posadas y el sur del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe n° 1159, inédito. Buenos Aires.
- CARRIZO, R. y O. CABRERA, 1980. Reconocimientos geológicos en el noroeste de la Cuenca Austral. Zona comprendida entre el lago Cardiel y el lago Posadas, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Inédito.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1979. Edades K/Ar de volcánicas mesozoicas y cenozoicas de la región de Aysén y su significado estratigráfico. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-41. Buenos Aires.
- CHIESA, J. O. y H. H. CAMACHO, 1992. Litoestratigrafía del Terciario marino del noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Resúmenes Simposio Paleógeno de Sudamérica, 1:10. Punta Arenas, Chile.

- CHIESA, J. O. y H. H. CAMACHO, 1995. Litoestratigrafía del Paleógeno marino en el noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Monografía 11: 9-15.
- CICHOWOLSKI, M., 2003. The nautiloid genus *Cymatoceras* from the Cretaceous of the Neuquén and Austral basins, Argentina. *Cretaceous Research* 24: 375-390.
- COBOS, J. C., G. ANSELMINI, J. L. PANZA, R. GIACOSA y L. ESCOSTEGUY, 2009. Hoja Geológica 4972-IV Tres Lagos, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 340: 1-94. Buenos Aires.
- COBOS, J. C., M. F. RODRÍGUEZ, J. L. PANZA, D. SILVA NIETO, L. ESCOSTEGUY y G. PICHESKY, 2014. Hoja Geológica 5172-II Paso Río Bote, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 405: 1-99. Buenos Aires.
- COIRA, B. y N. PEZZUTTI, 1975. Petrografía de rocas alcalinas de la zona de bahía la Lancha, provincia de Santa Cruz. Plan Patagonia Comahue, Sede Comodoro Rivadavia. Secretaría de Minería, inédito, 7 p.
- CUITIÑO, J. y R. SCASSO, 2010. Sedimentología y paleoambiente del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 406-417. Buenos Aires.
- CUITIÑO, J. I., M. M. PIMENTEL, R. VENTURA y R. A. SCASSO, 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene 'Patagoniense' transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 38: 110-122.
- DARWIN, CH., 1846. Geological observations on South America. En: Escuti, A., 1906. Anexo Anales Universidad de Chile, Santiago.
- DE BARRIO, R. E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 189-198. Mendoza.
- DE BARRIO, R. E., M. BOND y G. SCILLATOYANÉ, 1984. La Formación Santa Cruz en el borde occidental del Macizo del Deseado. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 539-556. Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J. M., C. A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado. En: Turner, J. C. (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1389-1430. Córdoba.
- DEL RÍO, C. J., 2002. Moluscos terciarios marinos. 15° Congreso Geológico Argentino Relatorio, II-9: 1-22, El Calafate.
- D'ERASMO, G., 1935. Sopra alcuni avanzi di vertebrati fossili della Patagonia raccolti dal Dott. E. Feruglio. *Att. R. Acad. Sci. Fis. Mat. Napoli*, (2), 20 (8): 1-26.
- D'ORAZIO, M., F. INNOCENTI, P. MANETTI y M. J. HALLER, 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30' - 52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 525-538. Buenos Aires.
- DU TOIT, A., 1937. Our wandering continents. Oliver y Boyd Lt., 366 p., Edimburgh.
- ESCOSTEGUY, L., M. FRANCHI y C. DAL MOLÍN, 2001. Formación Ligorio Márquez (Paleoceno superior-Eoceno inferior) en el río Zeballos, provincia de Santa Cruz, Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo de Geología, Actas en CD n° 10. Montevideo.
- ESCOSTEGUY, L., C. DAL MOLÍN, M. FRANCHI, S. GEUNA, O. LAPIDO y A. GENINI, 2003. Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires. Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 339: 1-80. Buenos Aires.
- ESCOSTEGUY, L., S. GEUNA, M. ETCHEVERRÍA y M. FRANCHI, 2014. Formación El Bello (nov. nom.), Jurásico Temprano de la Cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (4): 575-584. Buenos Aires.
- ETCHEVERRÍA, M. y L. ESCOSTEGUY, 2014. Nueva evidencia de contacto transicional entre el Complejo El Quemado y la Formación Springhill, bahía de la Lancha, provincia de Santa Cruz. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, Córdoba.
- FAVRE, F., 1908a. Die Ammoniten der unteren Kreide Patagoniens. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Geologie und Palaontologie*, 25: 601-647.
- FAVRE, F., 1908b. Description d'une faune d'Ammonites du Crétacique inférieur de Patagonie. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles de Genève*, 27: 167-190.
- FERUGLIO, E., 1931. Nuevas observaciones geológicas en la Patagonia Central. *Contribuciones de la Primera Reunión Nacional de Geografía*, 4: 3-24, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1936. Nota preliminar sobre algunas nuevas especies de moluscos del Supracretáceo y Terciario de la Patagonia. *Notas del Museo de La Plata*, 1: 277-300.

- FERUGLIO, E., 1936-37. Palaeontographia Patagonica. Memoria dell' Instituto Geologico, Università di Padova, 11: 1-384. Padua
- FERUGLIO, E., 1938. El Cretáceo superior del lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes. *Physis*, 12: 293-342, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del lago Argentino (Patagonia) (Expedición Alberto M. De Agostini 1930-31). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 37 (1): 3-255. Córdoba.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomos 1, 2, 3. Buenos Aires.
- FLEAGLE, J. G., T. M. BOWN, C. SWISHER y G. BUCKLEY, 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-135. Trelew.
- FLINT, S. S., D. J. PRIOR, S. M. AGAR, P. TURNER, 1994. Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin of southern Chile and its relationship to triple junction evolution. *Journal of the Geological Society of London*, 151: 251-268.
- FLORES, M., 1961. Surface Geology of the West Flank, Austral Basin. Pan American Argentina Oil Company, Report 112, inédito. Buenos Aires.
- FOSSA MANCINI, E., E. FERUGLIO y J. C. YUSSEN de CAMPANA, 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la nomenclatura estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95. Buenos Aires.
- FRACCHIA, D., 2002. Geología estructural de la región de los lagos San Martín y Viedma, provincia de Santa Cruz. Informe final de beca de iniciación, Servicio Geológico Minero Argentino, inédito.
- FRENGUELLI, J., 1935. *Ptillophyllum hislopi* (Oldham) en los «Mayer River beds» del Lago San Martín. *Notas Museo de La Plata*, 1, Paleontología, 3: 71-83.
- FRENGUELLI, J., 1941. Las concreciones de los varves y su significado geológico. *Notas del Museo de La Plata*, 6, Geología, 15: 371-386.
- FURQUE, G. y H. H. CAMACHO, 1972. El Cretácico superior y Terciario de la Región Austral del lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 61-75.
- GANSSE, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal Geological Society* 129: 93-131. Londres.
- GHIGLIONE, M., M. NAIPAUER, V. BARBERÓN, G. RONDA, E. PEREYRA FERNÁNDEZ, M. B. AGUIRRE-URRETA, V. VALENCIA y V. RAMOS, 2014. Early Cretaceous (Aptian) uplift of Patagonia recorded on detrital zircons population from the Patagonian Andes. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, S22-24, Córdoba.
- GIACOSA, R., 1987. Micro y mesopliegues y litología de la Formación Río Lácteo en el área de Lago Belgrano. Provincia de Santa Cruz. 4° Jornadas de Microtectónica, Actas: 37-41, San Juan.
- GIACOSA, R. y M. MÁRQUEZ, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (17.2): 444-459. Buenos Aires.
- GIACOSA, R., M. FRANCHI y A. GENINI, 2001. Hojas Geológicas 4772-III y IV, Lago Belgrano y Lago Posadas. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 256, 68 p. Buenos Aires.
- GIACOSA, R., D. FRACCHIA y N. HEREDIA, 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49° S, Argentina. *Geologica Acta*, 10 (3): 265-282.
- GIACOSA, R., D. FRACCHIA, N. HEREDIA y F. PEREYRA, 2013. Hojas Geológicas 4972-III y 4975-IV, El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 399: 1-86 p., Buenos Aires.
- GODOY, E., J. DAVIDSON, F. HERVÉ, C. MPODOZIS y K. KAWASHITA, 1984. Deformación sobreimpuesta y metamorfismo progresivo en un prisma de acreción paleozoico: Archipiélago de los Chonos, Aysen, Chile. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 211-232. Buenos Aires.
- GUARROCHENA, E., 1943. Informe sobre los afloramientos de carbón de la zona del río Lista- río Chico, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 5 pp., inédito.
- HALLE, T. G., 1913. Some Mesozoic plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras. *Kungel Svenska Vetenskaps-akademien Handlingar*, 51 (3): 3-58. Stockholm.
- HALPERN, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geological Society of America, Bulletin* 84: 2407-2422.
- HATCHER, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4, 4 (23): 327-354. New Haven.
- HATCHER, J. B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 9, 4: 85-108. New Haven.
- HATCHER, J. B., 1903. Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia 1896-1899. I. Narrative of the expedition, *Geography of Southern Patagonia*. Princeton.

- HEIM, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera. *Eclogae Geologic Helvetica*, 33 (1): 25-51. Zurich.
- HERVÉ, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, 11 (3): 183-188.
- HERVÉ, F., 1993. Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysen, southern Chile (west of Occidentalía). En: Ortega-Gutiérrez, F., P. Coney, E. Centeno-García, A. Gómez-Caballero (Eds.) *Proceedings of the first Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*: 64—65. Guanajuato, México.
- HERVÉ, F., L. AGUIRRE, E. GODOY, H. MASSONE, D. MORATA, R. J. PANKHURST, E. RAMÍREZ, V. SEPÚLVEDA y A. WILLNER, 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos en Aysen, Chile. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 134-137, Buenos Aires.
- HERVÉ, F., L. AGUIRRE, V. SEPÚLVEDA y D. MORATA, 1999. Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysén, S. Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 379-388.
- HERVÉ, F., C. M. FANNING y R. J. PANKHURST, 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 107-123.
- HERVÉ, F., H. MILLER y C. PIMPIREV, 2006. Patagonia-Antarctica connections before Gondwana break-up. En: Fütterer, D. K., D. Dmaske, G. Kleinschmidt, H. Miller y F. Tessensohn (eds.). *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Berlin Heidelberg- New York, Springer-Verlag, 217-228.
- HERVÉ, F., M. CALDERÓN y V. FAÚNDEZ, 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6 (1): 43-53.
- HIRATA, D., Y. ORIHASHI, A. MOTOKI, M. J. HALLER, V. A. RAMOS, H. YOSHIDA y R. ANMA, 2003. Magma genesis of Miocene adakites in the southern Patagonia: Constrains from zircon geochronology and geochemistry. *General Assembly of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior*, Abstract (Publicación electrónica). Pucón.
- HOFFSTETTER, R., H. FUENZALIDA y G. CECIONI, 1957. Chile-Chili. In *Lexique Stratigraphique International*. Volumen 7: 1-444. Editions Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.
- HOMOVC, J. F., 1980. Estudio estratigráfico de la comarca ubicada en el margen septentrional de la meseta Belgrano, en la zona del lago Posadas, Dpto. Río Chico, Provincia de Santa Cruz. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- HUENE, F. 1929. Los Saurisquios y Ornisquios del Cretáceo Argentino. *Anales del Museo de la Plata* 3: 1 – 196.
- IRVINE, T. N. y W. R. A. BARAGAR, 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanics Rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8:523-548.
- JAPAS, M. S., P. SRUOGA, L. E. KLEIMAN, M. R. GAYONE, A. MALOBERTI y O. COMITO, 2011. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la Provincia Silícea Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino. Actas CD, S1, La Patagonia en el Contexto Geodinámico de Gondwana: 75-131. Neuquén.
- JENCHEN, U. y U. ROSENFELD, 2002. Continental Triassic in Argentina response to tectonic activity. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 461-479.
- KAY, S. M., V. A. RAMOS, C. MPODOZIS y P. SRUOGA, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17: 324-328.
- KAY, S. M., A. A. ARDOLINO, J. M. CORTÉS, M. FRANCHI y V. A. RAMOS, 1990. Tectonic and geochemical significance of Tertiary Patagonian basalts (40°-50° LS) Argentina. *Symposium International Geodynamique Andine*, Editions de l'ORSTOM: 297-300. Francia.
- KAY, S. M., V. A. RAMOS y M. MÁRQUEZ, 1993. Dominant slab-melt component in Cerro Pampa adakit lavas erupted prior to the collision of the Chile rise in Southern Patagonia. *Journal of Geology* 101: 703-714.
- KAY, S. M., M. GORRING y V. A. RAMOS, 1994. Magmas de arco, retroarco y fundidos de corteza oceánica asociados con la colisión de dorsales oceánicas en Patagonia. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas 2: 1100-1104. Concepción.
- KAY, S. M., M. GORRING y V. A. RAMOS, 2004. Magmatics sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 556-568. Buenos Aires.
- KELLNER, A. W. A., M. B. AGUIRRE- URRETA y V. RAMOS, 2003. On the Pterosaur Remains from the Río Belgrano Formation (Barremian), Patagonian Andes of Argentina. *Anales de la Academia de Ciencias de Brasil*, 75 (4), Río de Janeiro.
- KENT, D. V. e E. IRVING, 2010. Influence of inclination error in sedimentary rocks on the Triassic and

- Jurassic apparent pole wander path for North America and implications for Cordilleran tectonics. *Journal of Geophysical Research* 115, B10103, doi: 10.1029/2009JB007205.
- KIELBOWICZ, A. A., 1983. Informe paleontológico sobre perfiles de la Cuenca Austral entre los lagos Cardiel y Argentino, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.
- KIELBOWICZ, A. A., D. I. RONCHI y H. N. STACH, 1983. Foraminíferos y ostrácodos valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia Austral. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito.
- KOKOGIAN, D. A., L. SPALLETTI, E. MOREL, A. ARTABE, R. N. MARTÍNEZ, O. A. ALCOBER, J. P. MILANA, A. M. ZAVATTIERI y O. H. PAPÚ, 1999. Los depósitos continentales triásicos. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29: 377-398. Buenos Aires.
- KRAEMER, P. E., 1991. Estructura y evolución de la Cordillera Patagónica entre los 49° 40' S y los 50° 40' S, provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis inédita.
- KRAEMER, P. E. y A. C. RICCARDI, 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360, Buenos Aires.
- KRAEMER, P. E., J. V. PLOSKIEWICZ y V. A. RAMOS, 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52° S. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, 1 (22): 353-364.
- LAGALLY, U., 1975. *Geologische Untersuchungen im Gebiet Lago General Carrera-Lago Cochrane*, Prov. Aisen/Chile unter besonderer Berücksichtigung des Grundgebirges und seiner Tektonik. Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- LAPIDO, O., 1979. Descripción geológica de la Hoja 51a, Los Antiguos, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito, Buenos Aires.
- LEANZA, A. F., 1963. *Patagoniceras* gen. nov. (Binneyitidae) y otros ammonites del Cretácico superior de Chile meridional, con notas acerca de su posición estratigráfica. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 43: 203-225. Córdoba.
- LEANZA, A. F., 1967. Descripción de la fauna de Placenticeras del Cretácico superior de la Patagonia austral, con consideraciones acerca de su posición estratigráfica. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 46 (1): 5-28, Córdoba.
- LEANZA, A. F., 1968. Anotaciones sobre los fósiles Jurásico-Cretácicos de la Patagonia Austral (Col. Feruglio) conservados en la Universidad de Bologna. *Acta Geológica Lilloana*, 9: 121-187. Tucumán.
- LEANZA, A. F., 1969. Sobre el descubrimiento de depósitos del piso Coniaciano en Patagonia Austral y descripción de una nueva especie de ammonites (*Peroniceras santacrucense* n. sp.). *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 47 (1): 5-20. Córdoba.
- LEANZA, A. F., 1970. Amonites nuevos o poco conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes, con notas acerca de su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 197-261, Buenos Aires.
- LEANZA, A. F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A. F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*: 689-706. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- LEMAITRE, R. W., P. BATEMAN, A. DUDEK, J. KALLER, P. LAMIERE, M. J. LE BAS, P. A. SABINE, R. SCHMID, H. SORENSEN, A. STRECKEISEN, A. R. WOOLEY y B. ZANETTIN, 1989. A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics on Igneous Rocks. Blackwell. London, 204 p.
- LESTA, P., R. FERELLO y G. CHEBLI, 1980. Chubut Extraandino. En Turner, J. C. (ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387. Córdoba.
- LEVY, R., 1967. Revisión de las Trigonias de Argentina. Parte III. Los Pterotrigoniinae de Argentina. *Ameghiniana*, 5(3): 101-107, Buenos Aires.
- LEVY, R., 1979. Estudio del material paleontológico perteneciente a la Hoja 57b, Lago Viedma. Servicio Geológico Nacional, carpeta G 0936, informe inédito. Buenos Aires.
- LIMARINO, C. O., A. MASSABIE, E. ROSSELLO, O. LÓPEZ-GAMUNDÍ, R. PAGE y G. JALFIN, 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (13): 319-347. Buenos Aires.
- LINARES, E., 1977. Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3): 239-240, Buenos Aires.
- LONGOBUCCO, M., C. AZCUY y M. B. AGUIRRE-URRETA, 1985. Plantas de la Formación Kachaike, Cretácico de la provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana* 21: 305-315, Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N., 1982. Informe foraminiferológico sobre muestras provenientes de la Hoja 51a, Los Antiguos. Servicio Geológico Nacional, inédito.

- MALUMIÁN, N., 1990. Foraminíferos bentónicos del Cretácico de Cuenca Austral, Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.), Bioestratigrafía de los sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 429-495. Mendoza.
- MALUMIÁN, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciario en la Patagonia Extraandina. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (18): 557-578. Buenos Aires.
- MALUMIÁN, N. y V. MASIUK, 1972. *Boltovskoyella*: new paleocene foraminiferal genus from Argentina. Journal of Foraminiferal Research 2 (1): 1-5.
- MALUMIÁN, N. y J. L. PANZA, 2000. Hoja Geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 247: 1-108. Buenos Aires.
- MARSHALL, L., 1976. Fossil localities for Santacrucian (Early Miocene) Mammals, Santa Cruz Province, Southern Patagonia, Argentina. Journal Paleontology, 50(6): 1129-1142.
- MARSHALL, L. y R. PASCUAL, 1977. Nuevos marsupiales Caenolestidae del Piso Notohippidense (SW de Santa Cruz) de Ameghino. Sus aportaciones a la cronología y evolución de las comunidades de mamíferos sudamericanos. Publicación Museo Municipal Ciencias Naturales «L. Scaglia», 2 (4): 91-122, Mar del Plata.
- MARSHALL, L., R. PASCUAL, G. CURTIS y R. DRAKE, 1977. South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing horizons in Patagonia. Science, 195: 1325-1328.
- MARSHALL, L., R. E. DRAKE, G. H. CURTIS, R. F. BUTLER, K. M. FLANAGAN y C. W. NAESER, 1986. Geochronology of type Santacrucian (Middle Tertiary) Land Mammal Age, Patagonia, Argentina. Journal of Geology 94(4): 448-457.
- MATSUDA, K. Y., 1981. Estudio geológico del curso superior del río Baker, Aysen, Chile. Tesis doctoral, Universidad de Chile, inédito, Santiago.
- MEDINA, F. A., 1987. Megatrigoniinae del Albiano del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz y *Trigonia hyriiformis* Wilckens del Cretácico antártico (Bivalvia). Dirección Nacional del Antártico, Contribución 356: 1-20.
- MEDINA, F., S. ARCHANGELSKY, V. GULER, A. ARCHANGELSKY y O. CÁRDENAS, 2008. Estudio bioestratigráfico integrado del perfil La Horqueta (límite Aptiano- Albiano), lago Cardiel, Patagonia, Argentina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 10(2): 273-289, Buenos Aires.
- MENÉNDEZ, C. A., 1971. Floras terciarias de la Argentina. Ameghiniana, 8 (3-4): 357-371. Buenos Aires.
- MILLER, H., 1976. El Basamento de la provincia de Aysén (Chile) y sus correlaciones con las rocas premesozoicas de la Patagonia Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:125-141. Buenos Aires.
- MOREIRA, P., P. D. GONZÁLEZ, R. FERNÁNDEZ, H. ECHEVESTE, I. SCHALAMUK y R. ETCHEVERRY, 2005. El basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado de las estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (1): 49-63.
- MOREIRA, P., R. FERNÁNDEZ, F. HERVÉ, M. FANNING y I. SCHALAMUK, 2013. Detrital zircons U-Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. Journal of South American Earth Sciences 47: 32-46.
- MOTOKI, A., Y. ORIHASHI, F. D. CARIO, D. HIRATA, M. J. HALLER, V. A. RAMOS, H. KAWANO, Y. WATANABE, M. SCHILLING, H. IWANO y R. ANMA, 2003. U-Pb dating for single grain zircon using Laser Ablation ICP Mass Spectrometer and fission track age for zircon grains of back-arc adakitic bodies, Argentine Patagonia. 4º International Symposium of Isotope Geology, Abstract 219-220. Salvador.
- NIEMEYER, H., 1975. Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, Provincia de Aysén, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de título, 330 p., inédito.
- NULLO, F. E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 56 a-b, Cerro Fitz Roy, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito, 169 p., Buenos Aires.
- NULLO, F. E., 1983. Descripción geológica de la Hoja 59 a-b, Cordón de los Cristales, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito, Buenos Aires.
- NULLO, F. E., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (1-2): 115-126. Buenos Aires.
- NULLO, F. E., C. PROSERPIO y V. A. RAMOS, 1979. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 455-470. Buenos Aires.
- NULLO, F. E., C. PROSERPIO y G. BLASCO, 1981a. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y Río Turbio. En: Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Volkheimer, W. y E. A.

- Musacchio (Eds.): Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 1: 181-220. Buenos Aires.
- NULLO, F. E., C. PROSERPIO y G. BLASCO, 1981b. Estratigrafía del Cretácico superior en el cerro Índice y alrededores. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 373-387.
- NULLO, F. E., J. L. PANZA y G. BLASCO, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (17-7): 528-535. Buenos Aires.
- NULLO, F. E., G. BLASCO, C. RISSO, A. COMBINA y J. OTAMENDI, 2006. Hojas Geológicas 5172-I y 5175-II, El Calafate, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 396, 86 pp. Buenos Aires.
- ORIHASHI, Y., A. MOTOKI, D. HIRATA, M. J. HALLER, V. A. RAMOS, T. OTA, H. YOSHIDA y R. ANMA, 2003. Zircon geochemistry of Mid-Miocene adakites in the southern Patagonian province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Supplement 1 (A): 364.
- ORTMANN, A., 1900. Sinopsis of the collections of invertebrate fossils made by the Princeton expeditions to Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4 (10): 368-381, New Haven.
- ORTMANN, A., 1902. Tertiary invertebrates: 32-45. En: W. B. Scott (Ed.) Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896-1899. Volume 4, Palontology I, part 2. J. Pierpoint Morgan Publishing Foundation, Princeton, New Jersey.
- PAGE, R., A. ARDOLINO, R. E. DE BARRIO, M. FRANCHI, A. LIZUAÍN, S. PAGE y D. SILVA NIETO, 1999. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 460-488. Buenos Aires.
- PANKHURST, R. J. y C. W. RAPELA, 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis in the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- PANKHURST, R. J., P. T. LEAT, P. SRUOGA, C. W. RAPELA, M. MÁRQUEZ, B. C. STOREY y T. R. RILEY, 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81:113-136.
- PANKHURST, R. J., T. RILEY, C. FANNING y S. KELLEY, 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41 (5): 605-625.
- PANKHURST, R. J., F. HERVÉ, C. M. FANNING y M. SUÁREZ, 2003. Coeval plutonic and volcanic activity in the Patagonian Andes: the Patagonian Batholith and the Ibáñez and Divisadero Formations, Aysén, Southern Chile. 10° Congreso Geológico Chileno. Actas CD.
- PANZA, J. y M. FRANCHI, 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extraandino. En M. J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino. Relatorio I-14: 201-236. El Calafate.
- PARENT, H., 1991. Ammonites cretácicos de la Formación Río Mayer (Patagonia Austral) *Hatchericeras patagonense* Stanton (Barremiano) y *Sanmartinoceras patagonicum* Bonarelli (Albiano). Notas del Instituto de Fisiografía y Sedimentología, Facultad de Ciencias Exactas, Universidad Nacional de Rosario, Serie A (15): 1-8.
- PARMA, S. G., 1980. Geología de la Península de Cancha Rayada, lago San Martín. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- PASCUAL, R., 1984. La sucesión de las edades mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericano durante el Cenozoico: fenómenos concurrentes. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 36: 15-37, Buenos Aires.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoográficos y paleoclimáticos relacionados. Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina, 7 (3-4): 372-402, Buenos Aires.
- PASCUAL, R., D. HINOJOSA, D. GONDAR y E. TONNI, 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, 6: 165-193. La Plata.
- PASSALIA, M. G., 2000. Informe de análisis de muestras. Laboratorio de Paleobotánica y Palinología de la Universidad de Buenos Aires, 5 p., inédito.
- PEREIRA, M., 1982. Antecedentes geológicos de la Península La Florida, Lago O'Higgins, Aysén. Universidad de Chile, Departamento Geología, Memoria de Título, 104 pp.
- PERKINS, M. E., J. G. FLEAGLE, M. T. HEIZLER, B. NASH, T. M. BOWN, A. A. TAUBER y M. T. DOZO, 2012. Tephrochronology of the Miocene Santa Cruz and Pinturas Formations, Argentina. In Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-Latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation (Viz-

- caíno, S. F., R. F. Kay, M. S. Bargo, M.S. editors). Cambridge University Press: 23-40. Cambridge.
- PEZZI, E., 1970. Informe geológico zonas cerro Huemul y estancia La Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe 157, inédito, 21 p., Buenos Aires.
- PIATNITZKY, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras, 165: 45-85, Buenos Aires.
- PLOSZKIEWICZ, J. V. y V. A. RAMOS, 1978. Estratigrafía y tectónica de la sierra de Payaniyeu (provincia de Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina 32 (3): 209-226. Buenos Aires.
- POIRÉ, D. G., E. MOREL y J. H. MAGGI, 1999. Facies diamictíticas en la Formación Bahía de la Lancha (Paleozoico), Estancia La Lila, Lago San Martín, Santa Cruz. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 425-428.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1977a. Informe de los resultados de los análisis palinológicos correspondientes a muestras de la Hoja 57 a-b. Secretaría de Estado de Minería, inédito, Buenos Aires.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1977b. Informe correspondiente a muestras de la Hoja 56 a-b. Secretaría de Estado de Minería, inédito, Buenos Aires.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1978. Estudio palinológico de muestras del perfil arroyo Castillo, Hoja 56 a-b, Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1979a. Estudio palinológico de muestras pertenecientes a la Hoja 57 a-b, Lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Secretaría de Estado de Minería, inédito, Buenos Aires.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1979b. Estudio palinológico (parcial) de un perfil RTSM, Hoja 57 a-b. Secretaría de Estado de Minería, informe inédito.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1979c. Informe preliminar campaña realizada en noviembre-diciembre 1979, Hoja 57 ab., provincia de Santa Cruz. Secretaría de Estado de Minería, inédito, Buenos Aires.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1979d. Análisis palinológico efectuado sobre muestras del perfil SMC correspondiente a la Hoja 57 ab. Secretaría de Estado de Minería, informe inédito.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1979e. Estudio palinológico de muestras procedentes de la Hoja 57 a-b. Lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Secretaría de Estado de Minería, informe inédito.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1981. Estudio palinológico de muestras procedentes de la Hoja 55 a, Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz. Secretaría de Estado de Minería, inédito, Buenos Aires.
- PÖTHE de BALDIS, E. D., 1982. Estudio palinológico de las Hojas 53 a-b y 54 a-b, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- QUARTINO, B. J., 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la Cuenca de los lagos Fontana y La Plata. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis 717, inédita, Buenos Aires.
- QUENSEL, P. D., 1911. Geologische petrographische Studien in der patagonischen Cordillera. Bulletin Geological Institut Uppsala, 11: 1-113.
- RAMACCIONI, D., 1929. La región petrolífera del Senguerr. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, inédito. Buenos Aires.
- RAMÍREZ, E., 1997. Geología del valle del río Chacabuco, XI región de Aysén. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, 71 p. inédito.
- RAMÍREZ SÁNCHEZ, E., F. HERVÉ, U. KELM y R. SASSI, 2005. P-T conditions of metapelites from metamorphic complexes in Aysen, Chile. Journal of South American Earth Sciences, 19: 373-386.
- RAMOS, V. A., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 43-64. Santiago.
- RAMOS, V., 1978. Descripción geológica de la Hoja 55b, Meseta de la Muerte, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, informe inédito. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(B): 1-32. Arica.
- RAMOS, V. A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 55 a, Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito, 125 p. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1982 a. Descripción geológico-económica de las Hojas 53 a, Cerro San Lorenzo y 53 b, Meseta Belgrano, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito, 125 p., Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1982 b. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina-37 (1): 23-49. Buenos Aires.
- RAMOS, V., 1988. La estructura de la Cordillera Patagónica (47°- 49° S) de Argentina y Chile. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A101- A114. Santiago de Chile.
- RAMOS, V. A., 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina. The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 73 (7): 887-903, Tulsa.

- RAMOS, V. A., 1999 a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1999 b. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. Episodes 22 (3): 183-190.
- RAMOS, V. A., 2002. El magmatismo paleógeno de la Cordillera Patagónica. En M. J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino. Relatorio I-11: 165-174. El Calafate.
- RAMOS, V. A. y R. DRAKE, 1987. Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico) Lago Posadas, provincia de Santa Cruz. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 143-148. Tucumán.
- RAMOS, V. A. y S. MAHLBURG KAY, 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.
- RAMOS, V. A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. En H. Cordani y E. Linares (Eds.): Symposium on Magmatic Evolution of the Andes. Earth Science Review 18: 411-443. Amsterdam.
- RAMOS, V. A., S. M. KAY y L. SACOMANI, 1994. La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica. 7° Congreso Geológico Chileno. Actas 2: 1172-1176. Concepción.
- RAMOS, V. A., S. MAHLBURG KAY y B. SINGER, 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4): 693-706. Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. y E. J. LLAMBÍAS, 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29 (14): 373-376. Buenos Aires.
- REBASA, M., 1982. Análisis estratigráfico y paleoambiental de la Formación Kachaike, aflorante en la barranca epónima, provincia de Santa Cruz. Universidad de Buenos Aires, 52 p., inédito, Buenos Aires.
- REVERBERI, V. O., 1956. Informe geológico de la Hoja 52a Paso Roballos, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional Geología y Minería, inédito. Buenos Aires.
- REYES, J. C., 1966. Reconocimiento geológico del brazo nord-oriental del lago San Martín - sierra de Sangra. Anales Universidad del Salvador, 2: 321-334, Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C., 1968. Estratigrafía de la región oriental de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis N° 274, inédito.
- RICCARDI, A. C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista Museo de la Plata (nueva serie), Geología, 7, (61): 245-318.
- RICCARDI, A. C., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. 1er Congreso Geológico Chileno, 1 (C): 41-46.
- RICCARDI, A. C., 1977. Berriasian invertebrate fauna from the Springhill Formation of southern Patagonia. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 155 (2): 216-252.
- RICCARDI, A. C., 1991. Jurassic and Cretaceous marine connections between the southeast Pacific and Tethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 87: 155-189.
- RICCARDI, A. C., 2002. Invertebrados del Cretácico superior. En Haller, M. J. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino, II- 7: 461- 479.
- RICCARDI, A. C. y S. E. DAMBORENEA, 1993. Léxico estratigráfico de la Argentina. Volumen IX, Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 21: 1-477. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C. y F. A. MEDINA, 2000. Los Cleoniceratinae y Beudanticeratinae (Ammonitina) del Albiano inferior de la Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, 1, Sesión temática N° 3: 537-538. Puerto Varas. Chile.
- RICCARDI, A. C. y E. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J. C. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1173-1306. Córdoba.
- RICCARDI, A. C., M. B. AGUIRRE- URRETA y F. A. MEDINA, 1987. Aconoceratidae (Ammonitina) from the Hauterivian-Albian of Southern Patagonia. Palaeontographica, A196 (4-6): 105-185.
- RICHIANO, S., A. VARELA, A. CERECEDA y D. POIRÉ, 2012. Evolución paleoambiental de la Formación Río Mayer, Cretácico inferior, cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 19 (1): 3-26. La Plata
- RIGGI, A. E., 1934. Nota geológica sobre el borde sur del lago San Martín, Territorio de Santa Cruz. Revista Minera, Geología y Mineralogía. Sociedad Argentina de Minería y Geología. 6 (1): 19-22. Buenos Aires.
- RIGGI, J. C., 1955. Estudio geológico al sur de los lagos Pueyrredón y Posadas, Territorio de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, Tesis 226: 1-119, inédito, La Plata.
- RIGGI, J. C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa

- Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12 (2): 65-97. Buenos Aires.
- RILEY, T. R., P. T. LEAT, R. J. PANKHURST y C. HARRIS, 2001. Origins of large-volumen rhyolite volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42: 1043-1065.
- ROSSI DE GARCÍA, R., 1982. Informe de invertebrados sobre muestras provenientes de la Hoja 51a, Los Antiguos. Servicio Geológico Nacional, inédito, Buenos Aires.
- RUSSO, A. y M. A. FLORES, 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: Turner, J. C. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2 (30): 1431-1462. Córdoba.
- SACOMANI, L., 1978-79. Informe de las descripciones petrográficas correspondientes a la Hoja 55 a, Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Informe G-1101, 56 p., inédito, Buenos Aires.
- SACOMANI, L., 1982. Descripción petrográfica de muestras de las Hojas 53ab, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- SARRIS, M. y C., FERNÁNDEZ, 1957. Exploración carbonífera en la zona entre el lago Strobel, lago San Martín, río Chico y río Chalfá. Yacimientos Carboníferos Fiscales, inédito, Buenos Aires.
- SEPÚLVEDA, V., 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, región de Aysén, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, 71 p. inédito, Santiago.
- SEPÚLVEDA, V. y F. HERVÉ, 2000. Geología de la Hoja Villa O'Higgins, región de Aysén, Chile. Implicancias cronológicas, metamórficas y tectónicas de las rocas paleozoicas. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 760-763, Puerto Varas.
- SHELL C.A.P.S.A., 1965. La palinología en la Industria Petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 347-353, en Acta Geológica Lilloana, 7. San Miguel de Tucumán.
- SIMONATO, I. B., 1942. Sobre afloramientos de carbón en el Oeste del Territorio Nacional de Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, inédito, Buenos Aires.
- SRUOGA, P., 1989. Estudio petrológico del Plateau ignimbrítico jurásico a los 47°30' de latitud sur. Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral, 400 p., inédito.
- STANTON, T., 1901. The marine Cretaceous Invertebrates. Reports of Princeton University Expedition to Patagonia, 1896-1899, 4 (1): 1-43, pls. 1-10, Princeton.
- STERN, C. y R. KILIAN, 1996. Role of the subducted slab, mantle ewdgv and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volumen 123: 263-281.
- STERN, C., M. A. SKEWES y M. DURÁN, 1976. Volcanismo orogénico en Chile Austral. 1° Congreso Geológico Chileno. Actas II(F): 195-212. Santiago.
- STOLLEY, E., 1912. Über einige Cephalopoden aus der Unteren Kreide Patagoniens. *Arkiv f. Zool., Sven. Vet.*, 7: 13-18. Stockholm.
- SUÁREZ, M. y R. DE LA CRUZ, 2000. Geología de la zona del lago General Carrera, Región de Aysén, Chile. 9° Congreso Geológico Chileno: 264-268.
- SUÁREZ, M., A. DEMANT y R. DE LA CRUZ, 1999. Volcanismo calcoalcalino en W Provincia Chon Aike: Grupo Ibañez, Jurásico superior-Cretácico inferior temprano, Cordillera Patagónica de Aysén (45°30' - 46°30'S). 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 186-189. Salta.
- SUERO, T., 1962. Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 16 (1-2): 35-42, Buenos Aires.
- THOMAS, C. R., 1949a. Geology and petroleum exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 33 (9): 1553-1578.
- THOMAS, C. R., 1949b. Manantiales Field, Magallanes Province. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 33 (9): 1579-1589, Tulsa.
- THOMSON, S. N. y F. HERVÉ, 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29 (2): 255-271.
- TURIC, M., 1969. Plano de compilación de levantamientos y bosquejos geológicos. Área entre lago Argentino y lago Cardiel. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe T-53, inédito.
- UBALDÓN, C. M., 1983. Informe sobre apoyo bioestratigráfico de las Hojas 51a, Los Antiguos y 51b, Perito Moreno. Servicio Geológico Nacional, 3 p., inédito, Buenos Aires.
- UGARTE, F., 1956. El Grupo Río Zeballos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (3): 202-216, Buenos Aires.
- ULIANA, M. A. y L. LEGARRETA, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29: 496-510. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudaméri-

- ca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., K. T. BIDDLE y J. CERDAN, 1990. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A. J. y Balkwill, H.R. (eds.) Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614. Tulsa.
- VALENCIO, D. A., 1980. El magnetismo de las rocas. Su aplicación a la correlación geológica, la Deriva Continental, la Tectónica de Placas y otros problemas geológicos y geofísicos. Editorial Universitaria de Buenos Aires (EUDEBA), 351 pp.
- VOLKHEIMER, W., 1968. Versión completa del relato sobre problemas del Chubutiano. Asociación Paleontológica Argentina. Reunión de comunicaciones, 1-28. Buenos Aires.
- WATERHOUSE, J. y A. RICCARDI, 1970. The lower cretaceous bivalve *Maccoyella* in Patagonia and its paleogeographic significance for continental drift. Ameghiniana, 7 (3): 381-396, Buenos Aires.
- WILCKENS, O., 1905. Die Meeresablagerungen der Freide und Tertiär-Formation in Patagonien. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie., 21: 98-195, Stuttgart.
- ZAMBRANO, J. y C. URIEN, 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75 (8): 1363-1396.

Entregada el 23 de febrero de 2014

Validada en 1 de agosto de 2016